

JEAN MOUNIER

LES CLIMATS OCEANIQUES DES REGIONS ATLANTIQUES DE L'ESPAGNE ET DU PORTUGAL

TOME I

THESE PRESENTEE DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES II

— LE 24 MAI 1977 —

ATELIER
REPRODUCTION DES THESES
UNIVERSITE DE LILLE III
LILLE

DIFFUSION
LIBRAIRIE HONORE CHAMPION
7, QUAI MALAQUAIS
PARIS

1979

COMPOSITION DU JURY

- M. MEYNIER, *Président, Professeur Honoraire à l'Université de Haute Bretagne,*
- M. PEGUY, *Rapporteur, Directeur Scientifique au C. N. R. S.,*
- M. BIROT, *Professeur à la Sorbonne,*
- M. HUETS DE LEMPS, *Professeur à l'Université de Bordeaux,*
- M. Louis LE NINIVIN, *Chef du Centre d'Etudes de Météorologie Spatiale à Lannion,*
- M. PAGNEY, *Professeur à l'Université de Dijon,*
- M. PHILIPPONNEAU, *Professeur à l'Université de Haute Bretagne,*

JEAN MOUNIER

LES CLIMATS OCEANIQUES DES REGIONS ATLANTIQUES DE L'ESPAGNE ET DU PORTUGAL

TOME I

THESE PRESENTEE DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES II

— LE 24 MAI 1977 —

ATELIER
REPRODUCTION DES THESES
UNIVERSITE DE LILLE III
LILLE

DIFFUSION
LIBRAIRIE HONORE CHAMPION
7, QUAI MALAQUAIS
PARIS

1979



L'Atelier de Reproduction des Thèses décline toute responsabilité
touchant la qualité technique des documents qu'il reproduit.

La loi du 11 mars n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les "copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective" et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, "toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants-droit ou ayants-cause, est illicite" (alinéa 1er de l'article 40). Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal.

ISBN 2 - 7295 - 0075 - 8
© Jean MOUNIER. 1979

AVANT-PROPOS

=====

L'intérêt d'une connaissance approfondie des climats du globe est souligné par les graves difficultés qui sont survenues à la production agricole durant cette dernière décennie, caractérisée par de fortes variations des éléments atmosphériques. Il se confirme que l'origine des diversités spatiales, des déséquilibres régionaux doit être aussi recherchée dans l'influence du milieu naturel, dans la diversité climatique et non uniquement dans le rôle de l'homme ou de la société dominante comme tendraient à le faire croire certains esprits contemporains. En réalité, les conditions climatiques représentent un facteur physique important de l'organisation de l'espace.

Pour contribuer au renforcement de la connaissance de ces conditions, nous nous sommes intéressé à l'étude du domaine océanique, en analysant notamment l'ambiance atmosphérique des régions atlantiques de l'Espagne et du Portugal. Ces régions offrent, en effet, l'avantage de se situer sur la marge méridionale du domaine océanique de l'Europe de l'Ouest, présentant ainsi un large éventail de nuances climatiques régionales où s'affirment des caractères de transition au domaine méditerranéen.

L'étude des climats océaniques et de leurs dégradations dans ces "Finisterres ibériques" a exigé de nombreux déplacements sur le terrain, de multiples contacts avec les services compétents

en Espagne et au Portugal. Jamais, ces obligations n'auraient été remplies si je n'avais obtenu l'appui financier du CNRS, ni reçu un accueil chaleureux dans tous les services météorologiques, hydrologiques, espagnols et portugais. Plus de la moitié des douze séjours que nous avons effectués, au-delà des Pyrénées entre 1961 et 1974 ont donné lieu à des missions subventionnées par le CNRS ou attribuées dans le cadre des échanges avec le CONSEJO SUPERIOR DE INVESTIGACIONES. Partout où l'on peut consulter des archives d'observations météorologiques, notre compilation de données a été largement facilitée. Nos remerciements les plus sincères s'adressent aux Directeurs des Services Climatologiques des Directions Nationales de la Météorologie à Madrid et à Lisbonne, au Directeur des Services Hydrologiques portugais, aux Directeurs des centres météorologiques régionaux de La Corogne, Gijón, Santander, Saint-Sébastien, Saragosse et Valladolid qui ont mis à notre disposition tous les recueils de données et nous ont aimablement conseillé. Enfin, nous avons pu obtenir facilement des compléments d'informations grâce à l'empressement et au dévouement des responsables du Service d'études de la Société Hydroélectrique ELECTRA VIESGO, à Santander.

Nous exprimons toute notre gratitude à Monsieur le Professeur CASAS TORRES qui, alors Directeur du Département de Géographie Appliquée de la Faculté des Lettres de Saragosse, nous a permis durant plusieurs séjours estivaux des années 60 de faire nos premières recherches bibliographiques et statistiques ; à Monsieur l'Ingénieur Agronome PINA MANIQUE E ALBUQUERQUE qui nous a introduit dans les grands services nationaux portugais et nous a fait part de ses nombreuses recherches sur les climats de la Péninsule Ibérique.

Les techniques adoptées et la méthode suivie dans cette thèse ont été inspirées par les enseignements et les conseils que nous avons reçus d'éminents savants géographes. Nous devons au

Professeur A. MEYNIER notre premier enthousiasme pour les notions de masses d'air et de fronts. Notre Directeur de Recherche, CH. P. PEGUY, nous a appris la nécessité de faire appel aux techniques nouvelles d'expressions statistique et cartographique pour dégager les problèmes essentiels masqués par l'abondance des données d'observations. Nous lui sommes très reconnaissant de nous avoir introduit dans son équipe de recherche (ER n° 30 du CNRS) qui nous a permis de nous familiariser à ces techniques nouvelles et d'obtenir plus facilement des moyens d'investigations. Notre reconnaissance s'exprime également aux Professeurs P. BIROT, P. PAGNEY et P. PEDELABORDE dont les critiques et les encouragements nous ont renforcé dans l'idée que la climatologie synoptique peut contribuer efficacement à la compréhension de la circulation atmosphérique à l'échelle régionale.

Pour cela, il a fallu compléter notre formation de climatologue en nous initiant à la lecture de l'imagerie satellitaire. Ainsi, nous remercions particulièrement les responsables du Centre d'Etudes de Météorologie Spatiale - MM. LOUIS LE NINIVIN, Chef de Centre et YVES LE NINIVIN, Chef de la Division Synoptique, qui les premiers nous ont fait connaître les méthodes d'interprétation des photos de satellites. Lors de plusieurs séjours au Centre de Lannion, nous avons pu prendre connaissance de documents originaux, indispensables pour expliquer les aspects mal connus de la circulation atmosphérique au-dessus de la Péninsule Ibérique.

Enfin, toute cette recherche a débouché sur une publication abondamment illustrée grâce au travail soigné de reproduction cartographique des dessinateurs de l'ER 30, MM. PUPIER et ZANELLA, de Melle. J. LE RHUN qui assurait des vacations de dessin à l'UER de Géographie de l'Université de Haute-Bretagne à Rennes. Que ces quelques mots soient l'expression de nos remerciements pour tout leur dévouement.

INTRODUCTION

PROBLEMES GEOGRAPHIQUES
ET
QUESTIONS DE METHODE

LE FAIT FONDAMENTAL DE LA GEOGRAPHIE DE LA PENINSULE IBERIQUE RESIDE DANS LE CONTRASTE ENTRE LES REGIONS DE CLIMATS PLUVIEUX QUI FONT PARTIE DU DOMAINE OCEANIQUE TEMPERE ET LES REGIONS DE CLIMATS AUX LONGS ETES SECS QUI SE RATTACHENT AU DOMAINE MEDITERRANEEN. Cette opposition essentielle entre "l'Ibérie humide" et "l'Ibérie sèche" représente même pour l'éminent géographe allemand H. LAUTENSACH qui a consacré la plupart de ses recherches à l'Espagne et au Portugal, la base principale pour une division géographique régionale⁽¹⁾. Justement, nombreuses sont les études de géographie ibérique qui s'efforcent de souligner cette disparité naturelle par une analyse plus ou moins précise des données climatiques.

Surtout, la plupart des auteurs ont tenté de tracer la limite entre les régions humides à forte nébulosité et les régions sèches, ensoleillées, particulièrement entre l'ensemble régional, "el Norte" qui s'étend du Pays Basque espagnol au Minho portugais et celui qui englobe les plateaux intérieurs de l'Espagne et le Portugal méridional. La délimitation entre les domaines océaniques et méditerranéens apparaît donc comme le thème majeur de toutes recherches de climatologie régionale dans la Péninsule Ibérique. Ainsi en 1957, P. BIROT⁽²⁾, faisant le bilan des publications consacrées à la "geografía de España y Portugal", situe parmi les grands problèmes posés par la géographie ibérique l'étude de la limite N du climat méditerranéen. Or, ce problème capital peut être abordé en termes différents et peut donner lieu à des recherches sur la dégradation vers le S du climat océanique. C'est cette direction de recherche qui fait l'objet de cette thèse. Au départ, ce choix a été guidé par deux raisons quelque peu subjectives : une prétendue connaissance, reposant sur le "vécu", du milieu atmosphérique des régions océaniques tempérées, -(n'a-t-on pas l'habitude de rapprocher climat de la Bretagne et climat de la Galice)-, une vague hypothèse scientifique que la dégrada-

(1) H. LAUTENSACH (377), p. 302.

(2) P. BIROT (57) p. 187.

tion vers le S du domaine océanique est liée à une diminution de la fréquence des systèmes cycloniques norvégiens du Front Polaire.

En fait, dès le début, nous étions bien conscient qu'une étude approfondie du climat océanique tempéré des régions humides de la Péninsule Ibérique exigeait de longues analyses et recherches nouvelles. Car au premier abord, les nombreuses publications concernant la climatologie ibérique faisaient douter de l'intérêt scientifique de réaliser une nouvelle étude sur les climats de l'Espagne et du Portugal. De fait, la plupart des grands problèmes soulevés par la géographie climatique de ces pays semblaient avoir été abordés et résolus à travers les travaux réalisés par de nombreux savants et chercheurs, météorologistes et géographes. Toutefois, l'éclairage de ces recherches nous semblait porter beaucoup plus sur les traits méditerranéens et l'aridité que sur les caractères océaniques et l'humidité. D'autre part, si certaines analyses des éléments du climat ou des données climatiques de l'écologie du domaine océanique étaient récemment réalisées, elles étaient le plus souvent limitées à quelques régions atlantiques, mise à part l'étude du botaniste P. DUPONT (1962) réalisée à l'échelle de l'Europe occidentale. Dès lors, une étude géographique du climat de l'ensemble des régions humides de la Péninsule Ibérique pouvait être tentée, une étude qui s'efforcerait de répondre aux questions successives OÙ, COMMENT et POURQUOI.

Les deux premières questions relèvent d'une démarche descriptive. Celle-ci repose sur une analyse précise des différents éléments climatiques à partir des nombreuses sources documentaires fournies par les stations météorologiques. Nécessaire, elle a pour objet de définir les données de la répartition spatiale des principaux éléments du climat océanique dans la Péninsule Ibérique. Elle représente le moyen indispensable pour dégager les problèmes soulevés par l'extension du domaine océanique et par sa diversité.

I - LES GRANDS PROBLEMES POSES PAR LA CLIMATOLOGIE IBERIQUE.

=====

JUSQU'OU s'étend le domaine océanique atlantique ?
représente la première des questions essentielles. Elle a déjà donné lieu à de multiples recherches. En réalité, le sens de la réponse dépend de l'échelle adoptée.

- A) LE PROBLEME DES LIMITES DU DOMAINE OCEANIQUE.

A petite échelle, dans le cadre de la représentation cartographique de l'hémisphère ou du continent européen, le tracé de la frontière entre le domaine océanique et le domaine méditerranéen ne semble guère soulever de difficultés majeures. Sur une carte à l'échelle de plusieurs millionsièmes, les régions humides du domaine océanique englobent les versants atlantiques des massifs de la façade septentrionale et occidentale de la Péninsule. Les cartes simplifiées des atlas et des principaux précis traitant de la géographie ibérique montrent une étroite liaison entre les linéaments de la retombée intérieure de ces hauteurs et ceux de la limite climatique⁽³⁾. De fait cette dernière suit les versants S des Pyrénées Occidentales et des Cantabriques, coupe à travers les Montes de León et les massifs du SE de la Galice dominant la Valle de Sanabria, avant de se rabattre vers l'O pour longer le rebord oriental des hauteurs du Minho (Serra do Gerez, S. do Barroso, S. do Marão) et des Beiras (S. do Caramulo, S. da Estrêla). Finalement, elle aboutit sur le littoral portugais, entre les embouchures du Douro et du Mondego. Dès lors, à cette échelle, le passage du climat pluvieux au climat à longue saison sèche estivale frappe par sa brutalité ; le contraste climatique sur cette façade SO de l'Europe paraît aussi violent que celui de la côte pacifique des Etats-Unis.

(3) M. SORRE (651) p. 25, V. MASACHS ALAVEDRA (428) p. 53.

Mais en réalité sur le terrain, à l'échelle de la région, l'extension du domaine océanique est beaucoup plus difficile à cerner. Bien sûr lors des déplacements en direction de la Vieille Castille, l'opposition des paysages est évidente entre les versants atlantiques et les versants catillans des Cantabriques, plus particulièrement de part et d'autre des cols de Tarna et de Pajares. Par contre, l'évolution des formations végétales s'effectue plus progressivement dans le SE de la Galice et à travers le Minho. Même le simple voyageur originaire de l'O de la France, peu familiarisé avec l'interprétation des espèces botaniques ne peut ne pas remarquer dans une même vallée du Minho la présence de l'olivier, du chêne-liège et des feuillus atlantiques ; il ne peut pas ne pas être étonné par le voisinage de la lande, rappelant les paysages bretons, et des grandes étendues de vignobles dans la Galice méridionale, dans les provinces de Pontevedra et d'Orense⁽⁴⁾. Cette impression est d'ailleurs largement confirmée par les analyses des spécialistes. Dans la description de leurs itinéraires ibériques, les botanistes belges, L. DELVOSALLE et J. DUVIGNEAUD, retrouvent la présence dans le N du Portugal de la "forêt mixte"⁽⁵⁾, mélange "d'espèces atlantiques à feuilles caduques (*Quercus robur* L.), de feuillus de transition (*Quercus pyrenaica* Willd.) et d'espèces méditerranéennes à feuilles persistantes (*Quercus suber* L.). De plus, toujours à propos de cette région, ils insistent sur l'évolution de la composition floristique des nombreuses landes qui s'enrichissent progressivement vers le S en espèces méditerranéennes (*Erica arborea* L., *Cistus salvifolius* L. ...) et en espèces endémiques (*Quercus lusitanica*)⁽⁶⁾. Ainsi, l'interpénétration des espèces atlantiques et méditerranéennes dénotent une lutte permanente entre les influences climatiques opposées dans le S de la Galice et le Portugal septentrional.

(4) Une carte établie par A. HUETZ DE LEMPS (316) p.159, montre en effet, que la densité de ceps à l'ha est plus forte dans ces provinces galiciennes que dans la vallée de l'Ebre ou en Vieille Castille.

(5) P. BIROT (62) p. 64.

(6) L. DELVOSALLE et J. DUVIGNEAUD (165) p. 89 et P. 95.

En effet, cette mosaïque de formations et d'associations végétales ne peut que refléter l'action alternée dans l'espace et dans le temps des éléments climatiques appartenant tantôt au domaine océanique, tantôt au domaine méditerranéen. Dès lors, la direction de l'étude qui s'impose au géographe, consiste à rechercher des critères climatiques capables de représenter cartographiquement ce conflit d'influences climatiques. En réalité, les tentatives pour répondre à cette question n'ont pas manqué, comme l'a montré F. FERNANDEZ ALONSO dans son analyse rétrospective concernant les essais de définitions de "l'Ibérie humide" et de "l'Ibérie sèche". Or, les résultats obtenus sont loin d'être satisfaisants et aboutissent pour le moins, à des solutions fort différentes. De fait, sur la façade atlantique portugaise, la ligne de partage climatique fluctue fortement en latitude, selon que l'on retienne certaines valeurs pluviométriques ou les données fournies par les indices thermopluviométriques qui le plus souvent regroupent les éléments atmosphériques par des "artifices conventionnels"⁽⁷⁾. Ainsi, la limite méridionale du domaine océanique humide peut-elle-tantôt atteindre l'Algarve si l'on adopte seulement la répartition des pluies annuelles, le tracé de l'isohyète 600 mm de J. BRUNHES⁽⁸⁾ - tantôt ne pas dépasser la vallée inférieure du Douro si l'on retient comme M. SORRE⁽⁹⁾ la valeur 45 de l'indice d'aridité d'E. DE MARTONNE ou le nombre de mois secs en fonction des premières solutions proposées par H. LAUTENSACH⁽¹⁰⁾ - tantôt enfin, recouper le littoral à la limite de Nazaré si l'on s'arrête aux résultats fournis par l'indice thermopluviométrique de J. DANTIN CERECEDA et A. REVENGA CARBONELL⁽¹¹⁾.

(7) F. FERNANDEZ ALONSO (222) p. 20.

(8) J. BRUNHES (94) p. 27.

(9) M. SORRE (650) p. 81.

(10) H. LAUTENSACH (372) p. 150, le mois sec est défini par des précipitations moyennes inférieures à 30 mm.

(11) J. DANTIN CERECEDA et A. REVENGA CARBONELL (149), proposer un quotient thermopluviométrique inverse de l'indice d'aridité, $I = 100T/12P$, les valeurs égales ou inférieures à 2 désignant les régions humides qui occuperaient 27 % de l'Espagne.

Dès lors, une étude scientifique de l'extension du climat océanique tempéré ne saurait se contenter d'une analyse de la répartition spatiale d'un ou deux éléments climatiques. Même, si cette démarche constitue une approche utile, il paraît nécessaire de dégager des ensembles définis par la présence ou l'absence de plusieurs valeurs caractéristiques du climat océanique tempéré de cette façade atlantique. Toujours est-il que l'extension de ces ensembles climatiques à caractère océanique dominant ne devrait guère s'éloigner de l'aire du domaine phytogéographique atlantique définie dans la thèse de P. DUPONT. Ce dernier, à partir d'une étude minutieuse de l'interpénétration des espèces atlantiques, subatlantiques et méditerranéennes limite à l'intérieur du Portugal le domaine atlantique au Minho, aux régions montagneuses occidentales du Tras Os Montes et à la Serra do Caramulo. Vers l'E, dans la Galice orientale, il ne l'étend pas au-delà des Sierras de Queija et de Ancares, à l'O du Bierzo et des Montes de León⁽¹²⁾, rejoignant ici les limites retenues par M. SORRE et V. MASACHS ALAVEDRA.

Bien sûr, on ne saurait se fier uniquement à la répartition des végétaux pour établir les limites climatiques régionales. On sait effectivement que "limites climatiques et limites biogéographiques ne coïncident pas toujours exactement"⁽¹³⁾. Dans quelle mesure une espèce ou une association végétale, isolée dans un autre domaine climatique que le sien, est-elle indicatrice de la pénétration de certains caractères climatiques de son aire d'origine ? En dehors des conditions locales du sol, en dehors de l'intervention de l'homme, cette espèce ou cette association végétale n'est peut-être qu'une "relique", que le témoignage d'un changement climatique. Car, étant donné le dynamisme et la plasticité des plantes, étant donné leurs possibilités d'adaptation, il paraît difficile de trouver parmi les différentes espèces des réactifs sûrs de climats typiques.

(12) P. DUPONT (186) p. 346.

(13) G. VIERS (712) p. 81.

Quoi qu'il en soit des rapports végétation-climat actuelle la complexité de la répartition géographique des végétaux concrétise sur le terrain la diversité des conditions climatiques à l'intérieur même du domaine océanique tempéré. Dès lors, la question nouvelle qui se pose est COMMENT se présente le milieu atmosphérique dans l'espace qui relève du domaine océanique. Ce milieu est-il uniforme ou offre-t-il de fortes variations régionales ?

De fait, le deuxième problème fondamental que nous avons à résoudre ici, est soulevé par la diversité de l'Ibérie humide.

- B) LE PROBLEME DES VARIATIONS REGIONALES DU CLIMAT OCEANIQUE.

Evidemment, la présence d'un relief montagneux longeant immédiatement le littoral introduit de fortes variations climatiques et biogéographiques. Les barrières orographiques qui arrêtent les masses d'air océanique, reçoivent des précipitations beaucoup plus abondantes que les précipitations enregistrées dans les régions côtières. D'autre part, l'altitude provoque une baisse sensible de la température qui fait régner sur les hauteurs basques, les chaînes cantabriques, les massifs de la Galice et du Minho un climat humide et frais, aux nuances montagnardes sur les sommets les plus élevés. Mais par contre-coup, les vallées et les bassins intérieurs, situés en arrière de ces obstacles montagneux occupent des positions d'abri et connaissent des conditions climatiques qui, selon M. SORRE les rapprochent de la Meseta et y introduisent une "plus riche série de nuances bioclimatiques"⁽¹⁴⁾. Ces régions déprimées constituent même de véritables enclaves méditerranéennes dans le versant N atlantique, tels les bassins d'Orduña et de la Liébana mentionnés par P. DUPONT⁽¹⁵⁾ ou étudiés en détail par G. BERTRAND⁽¹⁶⁾.

(14) M. SORRE (650) p. 174.

(15) P. DUPONT (186) p. 347.

(16) G. BERTRAND (41) p. 232.

Il y a plus, les variations climatiques à l'intérieur de l'Ibérie humide ne sont pas uniquement liées aux données topographiques. Le milieu atmosphérique se modifie également dans les régions littorales basses, suivant la façade atlantique occidentale Galice-Minho et le long de la façade septentrionale Galice-Pays Basque.

De fait, nous savons déjà que le passage du climat océanique humide de la Galice septentrionale au climat méditerranéen du Portugal central et méridional s'effectue progressivement à l'échelle régionale. Dans le S de la Galice et le Minho, l'interpénétration des espèces végétales correspond bien à une lutte d'influences climatiques qui se traduit par une augmentation régulière vers le S de la sécheresse estivale.

Mais d'autre part, sur la façade atlantique N, du cap Finisterre au fond du Golfe de Gascogne, où la pluviosité annuelle est partout très élevée, d'importantes variations climatiques apparaissent d'une région à l'autre. Déjà, plusieurs essais de classification des climats de la Péninsule Ibérique ont souligné les différences climatiques entre la Galice et les régions vascocantabriques. Le plus souvent, ces études établissent des variations régionales à partir d'un seul élément climatique.

D'abord, la plupart des auteurs insistent sur les variations sensibles des régimes pluviométriques. Ainsi, H. LAUTENSACH (1951) et P. BIROT (1953)⁽¹⁷⁾ opposent-ils le maximum pluviométrique automnal des régions vascocantabriques au maximum pluviométrique hivernal de la Galice N. En fait, la différence essentielle entre les régimes pluviométriques se situe au niveau du volume des précipitations de la saison chaude. Ce critère de classification intervient plus particulièrement lorsque l'on adopte les principes de classement des climats

(17) H. LAUTENSACH. (372) p. 153, P. BIROT (62) p. 52.

de W. KÖPPEN, comme l'ont fait J. et A. LOPEZ GOMEZ. Ces derniers, par exemple⁽¹⁸⁾, placent le climat de la Galice dans le type Cfbs, c'est-à-dire dans la classe des climats tempérés (C) dont la température du mois le plus chaud ne dépasse pas 22°(b) et dont la pluviosité abondante (f) diminue sensiblement en été (s), une diminution qui parfois fait apparaître une courte saison sèche, comme aux environs de La Corogne et dans les Rías Bajas (type Csb). Par contre, pour ces auteurs espagnols le climat des régions vascocantabriques relève du type Cfb, caractérisé par une pluviosité estivale toujours abondante. Ce critère pluviométrique, déjà souligné par P. BIROT⁽¹⁹⁾, est si important que d'aucuns⁽²⁰⁾ n'ont pas hésité à rapprocher le climat des régions basques du climat subtropical humide des façades orientales des continents que l'on avait l'habitude de désigner sous le nom de climat chinois⁽²¹⁾....

Toujours est-il que, en dehors des régions montagneuses les façades littorales des Asturies orientales et du Pays Basque apparaissent comme les régions les plus humides du domaine océanique. C. TAMES⁽²²⁾, appliquant l'indice d'humidité proposé par C.W. THORNTHWAITE, montre que effectivement, en année moyenne, mis à part un domaine hyperhumide correspondant aux collines très arrosées des Rías Bajas, les valeurs les plus élevées de cet indice sont atteintes dans les régions basques, à l'E de la vallée du Nervión. En fait, si l'on tient compte de la variabilité interannuelle, ces régions basques sont même plus humides que les hauteurs dominant les rías galiciennes ; selon les cartes annuelles établies par l'agronome espagnol, la façade basque est classée dans le type hyperhumide six ans

(18) J. LOPEZ GOMEZ et A. LOPEZ GOMEZ (400) p. 174.

(19) P. BIROT (62) p. 154.

(20) Selon la carte établie par KÖPPEN et GEIGER et présentée en hors-textes dans le précis de climatologie de J. BLUTHGEN (74).

(21) E. DE MARTONNE (426) p. 254.

(22) C. TAMES (673) p. 4. $I = 100S - 60D/ETP$, où ETP est l'évapotranspiration potentielle selon THORNTHWAITE, S les surplus pluviométriques mensuels ($P > ETP$), D les déficits pluviométriques ($P < ETP$).

sur treize (période 1940-52), soit près d'une année sur deux, pour quatre ans seulement à ces régions pluvieuses du SO de la Galice.

Dès lors, à partir de la Galice, il existe deux grandes variations pluviométriques à l'intérieur des régions ibériques de forte pluviosité annuelle. Vers le S en direction du Minho, l'indigence pluviométrique estivale augmente régulièrement, toutes conditions de relief égales par ailleurs. En revanche vers l'E, en direction du fond du golfe de Gascogne, l'accroissement de la pluviosité de la saison chaude entretient une humidité plus élevée.

En outre, ces variations de l'humidité s'accompagnent de variations de température. Malgré une certaine homogénéité des températures moyennes mensuelles, comme celles du mois d'août qui fluctuent entre 19 et 20°⁽²³⁾, les variations thermiques existent tout le long du littoral, du Pays Basque au Minho. Toutefois, ces changements d'une région à l'autre sont diversement interprétés. Pour V. MASACHS ALAVEDRA, le climat "vascocantabrico" présente les extrêmes thermiques absolus les plus élevés des régions océaniques humides, tandis que le climat "galaicomino" est caractérisé par une température moyenne fraîche⁽²⁴⁾. Par contre, Ch. P. PEGUY qui introduit une nouvelle différenciation thermique dans la classification des climats océaniques, place la Galice et les Asturies occidentales dans l'espace défini par le "climat océanique chaud". Dans ces régions, les moyennes thermiques mensuelles égales ou supérieures à 10° sont plus nombreuses que dans les Asturies orientales et le Pays Basque⁽²⁵⁾. De fait, cette nuance thermi-

(23) H. LAUTENSACH (375) p.93-95, carte 2.

(24) V. MASACHS ALAVEDRA (428) p. 58.

(25) Ch. P. PEGUY (526) fig. 100 et p. 356. Toutefois l'auteur propose comme critère de classification du climat océanique chaud, au moins 8 moyennes thermiques mensuelles égales ou supérieures à 10°. Or, en fonction des données que nous possédons, il semble bien que le nombre de ces moyennes thermiques atteignent 10 à La Corogne, mais 9 à Santander et S. Sébastien. Dans ces conditions, il faudrait plutôt retenir le chiffre de 10 de ce critère mensuel pour désigner la nuance chaude du climat océanique.

que plus chaude de la façade occidentale atlantique par rapport à la façade septentrionale cantabrique est confirmée par la répartition géographique de la température maximale moyenne du mois le plus chaud, de la donnée M du quotient pluviothermique de L. EMBERGER. Ce critère thermique varie à l'inverse de la pluviosité ; depuis la Galice, la chaleur estivale augmente à son tour régulièrement vers le S, mais diminue lentement vers l'E. Les valeurs de M, calculées pour la période 1944-1969 et celles qui ont été publiées par les services météorologiques espagnol et portugais pour la période 1931-1960 (...), justifient ces conclusions :

	LA COROGNE	GIJON	SANTANDER	ST SEBASTIE
	22°,4(22,6)	22°,6(22,7)	22°,2(22,2)	22°,0(21°,6)
FINISTERRE	22°,4			
VIGO	24°,2(24,3)			
PORTO-S.DO. PILAR	25°,0(25,0)			

Ainsi, en dépit des différences d'analyse des nuances climatiques présentées par les régions océaniques humides, deux principales évolutions régionales se détachent clairement. D'abord sur la façade occidentale atlantique, Galice-Minho, une variation du N au S, apparemment liée à la latitude, est définie par une augmentation de la sécheresse estivale et des rythmes annuels des différents éléments climatiques. Ensuite sur la façade septentrionale, Galice-Pays Basque, une augmentation de l'humidité et une atténuation des contrastes saisonniers caractérisent la deuxième évolution d'O en E.

Dès lors, ces deux séries de transformations climatiques peuvent constituer des idées maîtresses pour étudier les aspects régionaux de l'Ibérie humide. Il s'avère donc scientifiquement intéressant de préciser les données de cette diversité régionale. Comme pour la connaissance de l'extension du domaine océanique, cette précision ne peut se faire que par une description la plus exacte possible des principaux éléments du climat.

Cette climatologie dite séparative apparaît nécessaire à la mise en évidence des problèmes fondamentaux, dès lors qu'elle repose sur de solides analyses des nombreuses séries de valeurs météorologiques dont le traitement et la représentation soulèvent d'impérieuses questions de méthodologie et d'utilisation de techniques nouvelles.

II - UNE CLIMATOLOGIE DESCRIPTIVE NECESSAIRE. LES QUESTIONS
=====
DE METHODE.
=====

Pour A. MEYNIER⁽²⁶⁾ "le temps des craquements" dans le domaine de la recherche climatologique débute avec la prise de conscience par la plupart des géographes que l'étude séparée des différents éléments atmosphériques est incapable de "donner une vue globale du climat". En réalité, c'est principalement à P. PEDELABORDE⁽²⁷⁾ que revient le mérite d'avoir souligné les défauts inhérents à cette climatologie séparative. De fait, elle a le tort essentiel de détruire le milieu dans lequel vivent les êtres vivants. Or, l'homme et le végétal subissent globalement l'influence de l'atmosphère ; s'il existe des liens étroits entre la répartition des paysages naturels et le climat, c'est par l'action des différentes combinaisons des éléments atmosphériques. A travers les études des répartitions géographiques ou des rythmes annuels des précipitations et des températures, ces combinaisons nous échappent justement. De plus, ces analyses reposent sur les traitements de valeurs moyennes, calculées à partir de séries chronologiques qui indiquent pourtant d'importantes fluctuations des variables climatiques. Ainsi, non seulement la climatologie séparative se maintient au niveau de la description, mais encore cette description se fait selon des données incomplètes.

(26) A. MEYNIER, (447) p. 142.

(27) P. PEDELABORDE (522) p. 22-23.

Néanmoins, nombreux sont les géographes et les écologistes qui continuent à réaliser des études séparées sur les précipitations et les températures, à cartographier certaines valeurs moyennes (annuelles et mensuelles) de ces variables, afin de saisir les manifestations du milieu atmosphérique. "Les moyennes d'éléments climatiques gardent donc une faveur évidente" affirme P. PAGNEY⁽²⁸⁾. C'est qu'il est difficile de percevoir synthétiquement l'action de ce milieu sur les êtres vivants. Au niveau de la recherche actuelle, nous sommes encore loin de pouvoir préciser des relations quantitatives entre le modèle global de l'atmosphère et le développement des végétaux, par exemple. Dans ce domaine, nous sommes encore à la recherche des facteurs limitants, ce qui suppose une démarche analytique. Même, l'utilisation des méthodes mathématiques les plus avancées ne réussit pas à montrer les liens précis entre la répartition des espèces botaniques et le milieu climatique pris dans son ensemble. Ainsi H. BRISSE et G. GRANDJOUAN, chercheurs au CEPE de MONTPELLIER, se sont efforcés récemment de réaliser une classification climatique des plantes par une méthode de classification multivariable. Pour chaque groupe de plantes, dit groupe phytoclimatique défini par une classification automatique, ces auteurs déterminent les valeurs climatiques indicatrices, en fonction du degré de liaison entre chaque variable et le groupe⁽²⁹⁾. Or, l'application de la méthode qui repose sur des calculs complexes de corrélations, aboutit à dégager des relations entre les groupes étudiés et les variations spatiales de variables climatiques prises séparément : températures moyennes minimales, précipitations moyennes mensuelles, valeurs mensuelles de l'évapotranspiration potentielle etc... Finalement, les graphiques de "comportement climatique d'une plante abondante" qui résultent de ces études⁽³⁰⁾, ne diffèrent

(28) P. PAGNEY (497) p. 13.

(29) H. BRISSE et G. GRANDJOUAN (86) p. 167.

(30) H. BRISSE et G. GRANDJOUAN (87) p. 66-72.

guère des aires ombrothermiques présentées par P. REY⁽³¹⁾.

En fait, la question fondamentale qui se pose est de savoir à quelle échelle doit être menée l'étude des relations entre les êtres vivants et les éléments climatiques séparés ou regroupés selon des indices conventionnels. Avant de préciser toute problématique, il faut se rappeler la notion essentielle de niveaux taxonomiques soulignée par J. TRICART dans sa présentation des idées de G. BERTRAND concernant la Géographie Physique Globale. Etant donné que "les rapports de causalité, les interactions varient de nature en fonction de l'échelle considérée"⁽³²⁾, il s'avère nécessaire de préciser à quels ordres de grandeur de la classification taxonomique les analyses climatiques devront être réalisées.

En climatologie, la classification des échelles ne soulève guère de difficulté majeure. Elle repose sur une hiérarchie satisfaisante de subdivisions géographiques adoptées par la plupart des auteurs. Elles vont de la zone à la station, en passant par l'aire, le domaine et la région, que cette hiérarchie soit établie en fonction des unités de grandeur temporo-spatiales⁽³³⁾ ou en fonction des surfaces⁽³⁴⁾. Toutefois, dans l'interprétation des faits, la séparation des échelles n'est pas aussi évidente. Ainsi, les mesures effectuées au niveau de la station rendent compte de faits qui résultent d'un ensemble de mécanismes qui agissent à diverses échelles. La quantité de pluie recueillie dans un pluviomètre dépend bien entendu du passage d'une perturbation atmosphérique selon les données de la circulation zonale, mais dont l'activité évolue en fonction des aspects de la région et de l'emplacement topographique de la station (effets des conditions régionales et locales du relief). De même, la température de la station intègre

(31) P. REY (587) p. 177-192.

(32) J. TRICART (688) p. 271.

(33) G. BERTRAND (42) p. 257.

(34) Ch. P. PEGUY (526) p. 318.

à la fois les données locales du bilan énergétique et des phénomènes d'advection⁽³⁵⁾ qui se produisent aux échelles supérieures. Dès lors dans l'analyse des données d'observations fournies par les stations météorologiques, aménagées suivant les conventions internationales, il est difficile de dégager la part relative des différentes échelles. De ce fait, il faut apporter quelque restriction à l'affirmation de Ch. P. PEGUY que "le climat local est le seul que l'on puisse définir numériquement"⁽³⁶⁾ ; les données numériques de la station reflètent également le climat régional.

Pour l'étude de l'écologie et de l'environnement, la notion de climat-local mésologique prend une autre dimension. Si l'on ne veut plus se contenter d'étudier des espaces, mais établir également des courbes comme le suggère J. TRICART, dans le but de découvrir des lois entre l'évolution du tapis végétal et le milieu atmosphérique, il faut analyser d'autres séries d'observations. A ce niveau, il faut procéder à des mesures dans les conditions réelles de l'environnement naturel, avec des appareils placés au contact de la plante ou du couvert végétal, dans des sites topographiques étroits (fond de vallée, creux de faibles dimensions...), c'est-à-dire réaliser des mesures "mésologiques", selon l'expression de F. MORAND⁽³⁷⁾ qui a su en France impulser cette direction de recherche. Dans ce cas, on atteint à la connaissance du topoclimat⁽³⁸⁾, échelle inférieure au climat local, et du microclimat.

En revanche, le seul emploi des données d'observations des stations conventionnelles permet de dégager les divisions spatiales du climat zonal. Les principales données météorologiques d'une station représentent les manifestations essentielles du milieu atmosphérique du lieu, climat local (non-

(35) P. PEDELABORDE (522) p. 53.

(36) Ch. P. PEGUY (526) p. 319.

(37) F. MORAND (455) p. 126.

(38) R. GEIGER (263) p. 1124.

"mésologique"), les similitudes entre les données météorologiques de plusieurs stations voisines définissent une nuance géographique du climat régional qui est à son tour constitué par un ensemble de ces nuances géographiques. Cet assemblage hiérarchisé d'unités régionales dont le nombre dépendra de l'échelle géographique adoptée, s'inscrit finalement dans les grandes divisions, généralement méridiennes (aires et domaines) du climat zonal.

Si l'on connaît les traits climatiques essentiels des grandes divisions du climat zonal en adoptant en particulier les principes de description proposés par W. KOPPEN, il reste à préciser les aspects climatiques des unités régionales inférieures. Ainsi pour notre étude, la question qui se pose est de savoir si les principales divisions du climat tempéré océanique, Cbf, Cbfs et Cbs, signalées précédemment, suffisent à rendre compte des différents aspects spatiaux du climat de la façade atlantique de l'Ibérie humide ? Dès lors à ce niveau taxonomique, le but de la recherche est-il d'établir une classification des climats d'intérêt général ? En fait, il s'agit de déterminer les principaux linéaments des climats régionaux par un choix de données quantitatives fondamentales. Or, ce choix peut très bien comporter des valeurs moyennes de séries d'observation, à condition toutefois, que l'analyse de ces valeurs soit complétée par des études de variabilité et de bilans hydriques. Car dans le cadre du domaine ou de l'aire, les tentatives de classification globale des climats régionaux ne présentent guère d'intérêt, non seulement pour la recherche appliquée, mais également pour la mise en évidence des problèmes théoriques posés par les mécanismes atmosphériques.

- A) DE L'INTERET DES ANALYSES CLIMATIQUES REPOSANT SUR LES

VALEURS MOYENNES.

Dans cette optique, l'intention n'est pas de caractériser "l'état moyen de l'atmosphère", selon la définition, désormais dépassée, du météorologue allemand J. HANN. En un lieu donné, une atmosphère moyenne n'est pas une réalité et il n'est pas possible de représenter sur une même carte l'ensemble des phénomènes météorologiques. Mais, il est nécessaire de se rappeler que la moyenne est un paramètre statistique qui n'est pas dénué d'utilité, puisqu'elle prend "en compte toutes les observations", comme le font remarquer des météorologues français⁽³⁹⁾. Ainsi, la connaissance de la répartition dans l'espace et dans le temps des valeurs moyennes d'une variable, constitue une approche initiale indispensable pour l'étude des variations régionales de quelques manifestations mesurées du milieu atmosphérique et pour l'appréhension des problèmes relatifs à ce milieu.

La comparaison pour un ensemble de régions de cartes pluviométriques moyennes mensuelles, ou de cartes thermiques, suggère en effet des questions et des hypothèses. P. PAGNEY pense que "les vicissitudes des "masses de pluies" et des "masses thermiques" illustrées par la cartographie, reflètent nécessairement l'évolution des mécanismes atmosphériques"⁽⁴⁰⁾. D'ailleurs sous sa direction, l'équipe de recherche de climatologie tropicale du CNRS s'est d'abord efforcée de réaliser des documents cartographiques évocateurs ; les cartes pluviométriques moyennes mensuelles de régions équatoriales et tropicales encore mal connues⁽⁴¹⁾ mettent en évidence les fluctuations temporospatiales des noyaux de fortes pluies et obligent à s'interroger sur les actions respectives des diffé-

(39) H. GRISOLLET et al. (280) p. 111.

(40) P. PAGNEY (497) p. 14.

(41) P. PAGNEY et col. (498).

férents éléments de la circulation atmosphérique dans la zone chaude. De même, la connaissance des variations saisonnières des noyaux de forte pluviosité dans les régions tempérées océaniques peut mettre en évidence le caractère superficiel de certaines descriptions de la circulation atmosphérique aux latitudes moyennes. La comparaison pour la Bretagne et l'Ibérie humide des répartitions pluviométriques moyennes du printemps et de l'été est significative à cet égard. L'éloignement vers le N du Front Polaire et l'avancée corrélative de l'Anticyclone des Açores, invoqués pour expliquer la diminution des pluies de l'hiver à l'été sur la façade atlantique de l'Europe du SO, constituent une explication insuffisante dès lors que la Bretagne est moins pluvieuse au printemps que la Galice et les régions vascocantabriques (42), moins arrosée même que le Pays Basque en été. Inversement, une théorie sur les mécanismes atmosphériques à l'échelle zonale ne peut avoir de valeur scientifique que si elle rend compte des cartes de répartitions des précipitations moyennes ou saisonnières. Ainsi, les anomalies que nous venons de signaler entre la Bretagne et la Galice, cadrent nous le verrons, avec une fréquence plus élevée au printemps du modèle de circulation méridienne des Grands Courants d'Ouest.

De plus, c'est à partir de la cartographie des valeurs climatiques moyennes que les similitudes spatiales entre les végétaux et les éléments du climat se détachent le mieux. Bien qu'il n'existe pas de coïncidence exacte entre les limites climatiques et les limites biogéographiques, il est cependant possible de montrer que l'extension de certaines espèces s'arrête là où disparaissent certaines données climatiques moyennes. Les exemples présentés par les botanistes ne manquent pas et les géographes devraient toujours s'en inspirer pour rendre plus concrète leur description : la limite septentrionale des feuillus en Europe avec la disparition de 4 moyennes thermiques mensuelles supérieures à 10° (43), l'arrêt de la

(42) J. MOUNIER (456) p. 267

(43) LEMEE (384) p. 99

pénétration du chêne vert dans le Massif Armoricaïn lorsque la température moyenne annuelle descend au-dessous de 12°, selon R. CORILLION (44). Evidemment dans ce domaine de la recherche des facteurs climatiques, les démarches sont parfois empiriques. Mais, certains critères représentent des valeurs écologiques indiscutables. Ainsi, pour les régions de latitudes moyennes, L. EMBERGER (45) a-t-il eu raison de souligner l'importance des moyennes mensuelles des extrêmes thermiques : M, la moyenne des températures maximales du mois le plus chaud, m, la moyenne des températures minimales du mois le plus froid. Même si l'on fait des réserves sur l'emploi de ces critères par l'éminent botaniste pour établir un quotient thermopluviométrique conventionnel, force est de reconnaître que ces deux valeurs moyennes intègrent l'ensemble des observations du chaud et du froid qui représentent dans nos régions deux facteurs limitants fondamentaux. Par exemple, nous avons pu montrer que, dans le Massif Armoricaïn, la répartition des plantes des "séries laté-méditerranéennes" (46) semble fortement influencée par les fortes températures de l'été. Sur un climogramme localisant au préalable les stations en fonction de la sécheresse et du froid les limites septentrionales d'*Erica scoparia*, de *Quercus pubescens* et de *Quercus ilex* s'ordonnent parallèlement aux isarythmes de M (47).

Ainsi, les cartes et les graphiques de valeurs climatiques moyennes représentent-ils pour le géographe des instruments de travail indispensables. Le chercheur climatologue doit en premier lieu les créer s'ils n'existent pas au préalable (études antérieures, atlas ...) ou s'ils ont été établis sur la base d'une documentation incomplète ou dépassée.

Cependant, l'analyse des valeurs moyennes est insuffisante pour serrer de près la réalité climatique, principalement dans les régions situées sur les marges des principaux

(44) R. CORILLION (126) p. 84

(45) L. EMBERGER (204) p. 32

(46) R. CORILLION (126) p. 84, 88

(47) J. MOUNIER (461)

domaines climatiques où, affirme CH. P. PEGUY "la considération de la durée d'un phénomène en année moyenne est à rejeter" (48). Justement, les régions atlantiques humides de la Péninsule Ibérique, placées sur la bordure méridionale du domaine tempéré océanique, présentent une très forte variabilité interannuelle des précipitations ; les valeurs pluviométriques en année moyenne se réalisent rarement, sinon jamais selon la célèbre boutade de E. BENEVENT.

En outre, reposant sur les valeurs climatiques moyennes, les solutions au problème des rapports spatiaux entre les plantes et le climat n'ont pas toujours une valeur générale. Par exemple, dans l'Ibérie humide, les plantes d'origine méridionale ne se cantonnent pas toujours aux régions relativement les plus sèches et les plus chaudes en été, comme nous l'avons vu pour le Massif Armoricain. De fait dans le cadre de la façade septentrionale atlantique, de la Galice au Pays Basque, les plantes généralement adaptées à l'écologie méditerranéenne sont surtout abondantes vers l'E, à partir de la vallée du Narcea, c'est-à-dire dans les régions qui sont considérées comme les plus humides et les moins chaudes durant l'été, du moins si l'on tient compte des données climatiques moyennes. Les descriptions de P. FONT QUER (49) et les cartes détaillées de l'atlas forestier espagnol (50) confirment la présence abondante de Quercus ilex dans les régions vascocantabriques et son absence en Galice. Bien sûr compte tenu de la variété des géotypes du chêne vert (51), on peut douter de la signification écologique de cet arbre pris isolément. Or, il y a plus, dans les régions littorales et sublittorales, sur les rasas de cette façade vascocantabrique pluvieuse, Quercus Ilex forme des groupements avec d'autres plantes de répartition méditerranéenne : Arbutus unedo, Cistus salvaefolius, Smilax

(48) CH. P. PEGUY (526) p. 319

(49) P. FONT QUER (236) p. 174

(50) ATLAS FORESTAL p. 47 et carte au 1/200 000

(51) J.L. VERNET (703) p. 3

aspera, *Genista lusitanica* ... Dès lors, les paysages y prennent des allures de maquis (matorral) (52) contrastant avec les landes atlantiques voisines (53), ou des aspects forestiers originaux que G. BERTRAND assimile à la "laurisilve" dans les Cantabriques Centrales (54). Evidemment, d'autres causes naturelles que le climat interviennent en premier lieu dans cette répartition écologique apparemment paradoxale. Pour P. DUPONT (55), la pénétration de ces plantes sur la façade atlantique, en fonction de leur dynamisme et de leur plasticité, a été guidée par les conditions générales du relief qui s'abaisse vers l'E, entre les Picos de Europa et les Pyrénées Occidentales. Surtout, les auteurs sont unanimes pour admettre que ces localisations d'espèces et associations végétales, mal adaptées au climat humide sont étroitement liées aux sols minces sur substratum calcaire, peu favorables aux fortes rétentions hydriques. Toutefois, P. DUPONT fait remarquer que les températures maximales élevées en été dans les régions cantabriques pourraient entretenir, par réverbération au contact des calcaires, une atmosphère plus chaude dans le voisinage de la plante (56). Il justifie dès lors les recherches climatiques stationnelles au niveau du sol, mais il attire également l'attention sur la nécessité de connaître la fréquence des températures maximales les plus élevées.

Toutes ces réflexions confirment l'intérêt de procéder à des analyses fréquentielles des données, à des études de variabilité dont le développement actuel tend à rénover la climatologie descriptive.

(52) P. FONT QUER (236) p. 176

(53) Les participants à l'excursion géographique interuniversitaire d'octobre 1972 dans les régions vascocantabriques, ont pu en effet observer la mosaïque de ces formations, le long de la route de Castro Urdiales à Laredo, en particulier aux environs d'Oriñón et du poljé de Liendo.

(54) G. BERTRAND (43) p. 184

(55) P. DUPONT (186) p. 347

(56) P. DUPONT (183) p. 183. En fait, il faut surtout tenir compte de la faible conductibilité du calcaire, l'énergie solaire absorbée est concentrée sur une faible épaisseur provoquant une forte montée de la température à la surface.

- B) LA RENOVATION DE LA CLIMATOLOGIE DESCRIPTIVE PAR LES

ETUDES FREQUENTIELLES.

Au cours de cette dernière décennie, l'existence de longues séries homogènes de données d'observations fournies par des stations météorologiques de plus en plus nombreuses, la possibilité d'effectuer des calculs statistiques complexes grâce aux ordinateurs ont permis aux chercheurs d'accéder plus facilement à la notion de variabilité des éléments climatiques. Les longues séries de données sont alors traitées en termes de fréquences : fréquences absolues ou relatives des classes de valeurs, fréquences cumulées des séries classées, autant de notions qui sont désormais utilisées dans les différents domaines de la géographie.

Ces études fréquentielles ont pour but de déterminer les formes mathématiques des distributions des principales valeurs des variables climatiques. Ainsi, est-il établi que sur une longue période, les précipitations annuelles présentent une distribution normale gaussienne dont la définition mathématique permet de retenir facilement l'ensemble des données de la série, particulièrement dans les stations océaniques ibériques, comme le confirment les études statistiques des météorologues espagnols (57). De leur côté, les valeurs mensuelles des précipitations se distribuent selon la loi gamma, analysée par les météorologues américains (58), utilisée en France pour la première fois par les ingénieurs de l'E.D.F.

A partir de ces lois de distribution, des paramètres de dispersion, écart-type, gradex sont calculés pour permettre de préciser la variabilité des phénomènes climatiques. Surtout à partir de ces paramètres, on déduit des valeurs concrètes caractéristiques, médiane, quartiles, quintiles,

(57) P. MATEO GONZALEZ (433) p. 10

(58) H.C. THOM. (678)

déciles, etc.. Ces dernières qui peuvent être cartographiées comme les moyennes, améliorent la description climatique en débouchant sur les notions d'occurrence et de probabilité. Désormais, il est facile de déterminer la période de retour d'une très faible pluviosité ou de savoir, après ajustement mathématique, combien d'années, sur une période de référence donnée, telle valeur pluviométrique ou thermique mensuelle est atteinte ou dépassée. Dans ce domaine descriptif, d'importants progrès ont été réalisés par l'équipe de recherche de cartographie climatique de C.N.R.S., ER 30, dirigée par CH. P. PEGUY (59). Dans la "Carte Climatique Détaillée de la France au 1/250 000°" dont plusieurs coupures ont déjà été publiées, la variabilité pluviométrique interannuelle est représentée par les diagrammes circulaires. Mais cette fois, sur l'axe de chacun des douze secteurs angulaires correspondant à un mois, on reporte la médiane, valeur dépassée une année sur deux, le quintile inférieur, valeur atteinte ou dépassée huit ans sur dix et le quintile supérieur, valeur atteinte ou dépassée deux ans sur dix. Ainsi selon les régions se détachent les fortes valeurs pluviométriques prédisposant certaines périodes à l'apparition de crues catastrophiques, ressort la périodicité de très faibles pluies mensuelles favorables à des sécheresses estivales redoutables. Dès lors, le climatologue peut rendre de sérieux services à l'aménagement du territoire.

La variabilité interannuelle peut être précisée par des outils mathématiques encore plus élaborés. Ainsi, les ingénieurs C.N.R.S. de l'ER n° 30, Marie-Françoise de SAINTIGNON et S. MARTIN, proposent à partir de l'étude des précipitations annuelles dans les Ardèches, de traiter la variabilité pluviométrique régionale par l'analyse factorielle en composantes principales. Le but recherché ici est d'interpréter, à partir d'un calcul matriciel, la nature des axes

(59) CH. P. PEGUY (527) p.I, (528) p. 133

autour desquels s'ordonnent un nuage de points représentant dans un espace à plusieurs dimensions toutes les valeurs de longues séries d'observations de plusieurs stations. Les projections des points sur les plans délimités par ces axes factoriels mettent en évidence ou des groupements de stations ayant des variabilités pluviométriques similaires ou des groupements d'années ayant les mêmes caractères pluviométriques (60). Toutefois, l'interprétation de certains résultats oblige d'avoir recours à des descriptions plus traditionnelles et certaines conclusions dégagées de l'analyse des axes factoriels rejoignent des évidences concernant le rôle du relief sur la pluviosité.

En fait en géographie physique et particulièrement en climatologie descriptive, l'appareil mathématique doit être choisi en fonction de deux objectifs : ou bien apporter des solutions quantitatives à des problèmes clairement posés, ex. période de retour d'un volume pluviométrique élevé, ou bien mettre en évidence des faits qui n'apparaissent pas lors des premières analyses des données d'observation. Dans le cas de l'étude de la variabilité pluviométrique régionale, on obtient des résultats intéressants par des démarches mathématiques plus simples reposant sur le calcul de coefficients de covariation tendancielle proposés par certains météorologues français (61), puis par le traitement d'une matrice de ces coefficients selon la méthode du "linkage analysis" (62). Ainsi, cette méthode appliquée aux régions septentrionales de la Péninsule Ibérique montre que les montagnes humides du Portugal septentrional et la vallée sèche du Douro moyen sont rapprochées par des coefficients de covariation élevés, alors que ceux-ci sont faibles entre des régions de pluviosité équivalente comme la Galice septentrionale et le Pays Basque. La diversité de l'Ibérie humide qui apparaît déjà à la lecture des régimes thermopluvio-

(60) M.F. DE SAINTIGNON et S. MARTIN (614) p. 84

(61) H. GRISOLLET et al. (280) p. 241

(62) S. GREGORY (279) p. 277

métroques moyens, semble donc relever de causes différentes suivant les secteurs. Les résultats obtenus justifient amplement l'emploi de ces techniques statistiques plus élaborées.

Et encore, ces techniques n'améliorent-elles la description climatique qu'au niveau de l'analyse des valeurs mensuelles ou annuelles. Or, les données pluviométriques mensuelles, sommes de pluies mesurées généralement à l'échelle de la journée, les moyennes thermiques mensuelles calculées à partir des températures quotidiennes sont déjà des paramètres secondaires qui ne rendent pas compte de l'incessante variabilité du milieu atmosphérique. Nous avons déjà commencé à voir que les facteurs climatiques de l'écologie et de l'environnement devraient être recherchés dans les valeurs extrêmes des variables atmosphériques, dans des événements météorologiques répétés mais de courte durée. L'érosion des sols, la rapidité de la crue fluviale dépendent de l'intensité des averses pluviométriques. L'importance des besoins en eau du végétal est fonction de la répétition des températures maximales élevées qui peuvent être responsables de dégâts irréversibles des tissus. De même, les conditions du bien être en été sont d'abord liées dans nos régions tempérées aux fréquences des températures maximales quotidiennes comprises entre 18 et 33° C.

Toutes ces relations justifient l'essor des études fréquentielles des valeurs climatiques mesurées à des échelles de temps d'ordre de grandeurs inférieures : jour, heure. Les démarches mathématiques sont alors les mêmes que celles adoptées pour l'analyse de la variabilité des données mensuelles : recherche des formes de distribution des valeurs, calculs des paramètres de distribution ... De plus à partir de ces analyses plus fines, il est possible de dégager des structures. Principalement, à partir de l'étude des fréquences des précipitations recueillies en 24 h., on peut décomposer les régimes pluviométriques en tranches d'intensités données afin

de montrer la proportion et la répartition saisonnière des pluies intenses. Cette technique que nous avons illustrée avec Ch. P. PEGUY⁽⁶³⁾ par ailleurs, est appliquée dans cette thèse pour confirmer que des "masses pluviométriques similaires" d'une région à l'autre résultent d'accumulations d'épisodes pluvieux fort différents. Ainsi, il se précise que la forte pluviosité des régions océaniques dans la Péninsule Ibérique est un phénomène de convergence de mécanismes différents.

A cette échelle, la difficulté essentielle se situe au niveau de la documentation. Les stations qui effectuent des mesures en continu à l'aide d'appareils enregistreurs sont peu nombreuses et les archives des bandes d'enregistrements ne sont pas toujours facilement accessibles. C'est pourquoi, il a fallu se limiter à l'étude des précipitations journalières pour les stations les plus importantes. Notre étude des intensités pluviométriques dans les régions de l'Ibérie humide est donc imparfaite puisqu'elle n'analyse pas les averses unitaires en fonction de leur durée et des quantités d'eau recueillies⁽⁶⁴⁾.

Toutefois, à l'échelle régionale qui est celle de notre étude, est-il nécessaire de descendre à des analyses aussi fines ? Ne risque-t-on pas d'obtenir dans cette direction des descriptions pointillistes difficiles à manier ? La climatologie descriptive ne peut être scientifiquement intéressante que si, par des présentations synthétiques des éléments climatiques, elle s'efforce de dégager les problèmes régionaux essentiels.

(63) Ch. P. PEGUY et J. MOUNIER (530) p. 716.

(64) B. GUILMET (288) p. 394, A. DAUPHINE (150) p.90.

- C) LA PERCEPTION GLOBALE DES ELEMENTS CLIMATIQUES : CLASSIFI

CATION OU BILAN ?

Pour pallier les inconvénients des analyses séparées des principaux éléments climatiques, de nombreux auteurs ont proposé de regrouper les données moyennes climatiques afin de reproduire, en partie tout au moins, les conditions du milieu atmosphérique. Bien sûr, les possibilités de regroupement sont multiples et les solutions proposées sont nombreuses, toutes partiellement satisfaisantes. Or, cette question de la combinaison des données est théoriquement importante puisqu'elle se rattache au problème de la classification des climats. En réalité cette fois encore, le choix de la méthode dépend de l'échelle à laquelle on travaille, de l'ordre de grandeur de l'espace géographique étudié. Ainsi en fonction de cette donnée, les tentatives de traitement synthétique des principaux éléments climatiques peuvent être regroupées en deux grands ensembles.

1°) Les classifications géographiques pour les grandes unités spatiales : zone, aire ou domaine et province.

Géographiques, ces méthodes définissent en effet les climats des grandes divisions régionales par des ensembles de caractères saisonniers fondamentaux et de combinaisons pluviothermiques. Qualifiées de "climatiques et de géographiques" par G. VIERS⁽⁶⁵⁾ de "physionomiques" par P. PAGNEY⁽⁶⁶⁾, elles sont fort bien exposées dans la plupart des grands précis de climatologie ; leurs qualités et leurs défauts sont fort bien connus du chercheur climatologue qui n'a que l'embarras du choix...

En fait, toutes les solutions proposées tournent autour des grands principes de classification élaborés par

(65) G. VIERS (712) p. 84-85.

(66) P. PAGNEY (497) p. 17.

W. KÖPPEN. Par des symboles assemblant judicieusement seuils thermiques et caractères pluviométriques des saisons, le célèbre météorologue allemand propose un système de classification logique et clair⁽⁶⁷⁾. Toutefois, celui-ci repose sur certaines imprécisions ; si les seuils thermiques sont quantifiés, en revanche la durée de la période peu pluvieuse (w = winter ou s = sommer) et l'intensité de la sécheresse saisonnière ne sont pas précisées. Surtout, les divisions climatiques inférieures ne sont pas dégagées ou bien sont mal représentées. Ainsi, nous avons vu que ce système se révèle très satisfaisant pour le découpage des grandes régions climatiques de l'Espagne en proposant une limite entre le domaine océanique, Cfb, toujours humide (f) et le domaine, Csb, à sécheresse estivale. De plus, les précisions apportées par les climatologues espagnols J. et A. LOPEZ GOMEZ⁽⁶⁸⁾ permettent bien d'isoler le climat des régions de la façade vascocantabrique Cfb₂, de celui de la Galice atlantique, Cfsb₂, séparé du climat de la Galice intérieure (Bassin de Lugo) Cfsb₃, fs, désignant une diminution sensible des précipitations estivales sans atteindre le stade de la sécheresse, b₂ défini par la moyenne thermique du mois le plus chaud inférieure à 22° et celle du mois le plus froid comprise entre 6 et 10°, b₃ par la moyenne mensuelle thermique la plus élevée inférieure à 22° et par la moyenne la plus basse inférieure à 6°. Malgré tout, de nombreuses variations régionales échappent à cette classification améliorée ; les régions littorales des Mariñas au voisinage de La Corogne sont placées dans le même type climatique que les Rías Bajas aux abords de Vigo, alors que les ambiances atmosphériques de ces deux stations offrent de sérieuses différences...

De même, la présentation modernisée du système par les propositions de Ch. P. PEGUY n'échappe pas à ces ambiguïtés.

(67) W. KÖPPEN (353), (354) p. 172.

(68) J. et A. LOPEZ GOMEZ (400) p. 175.

Le climatologue français adopte de nouveaux critères thermiques et pluviométriques qu'il ordonne selon une présentation mathématique conforme à la théorie des ensembles (69). Ainsi, le quadrillage climatique des continents, en fonction des grandes limites zonales et des fuseaux méridiens apparaît-il plus précis et plus détaillé. Cependant, les cartes établies sur ces principes n'apportent guère plus de précision en ce qui concerne les régions océaniques de la façade occidentale de l'Europe ou le domaine méditerranéen au Portugal qui englobe à la fois le Minho et l'Algarve.

Ce n'est pas le fait d'utiliser des noms de régions pour qualifier les climats qui peut rénover la typologie des climats régionaux. Bien au contraire, les classifications géographiques régionales de de MARTONNE et de G. VIERS risquent de renforcer les équivoques si l'on oublie l'échelle à laquelle on travaille. Que signifie, en effet, à l'échelle moyenne régionale le climat de type Cfb ou climat breton (70) lorsqu'il englobe des variétés du domaine océanique aussi différentes que celles de la Bretagne Occidentale, de la Galice septentrionale et du Pays Basque !

De même, nous ne pensons pas que les "typologies polythétiques" utilisant des algorithmes de classification automatique puissent apporter dans ce domaine une précision plus grande. Les essais réalisés durant cette dernière décennie sont effectivement peu convaincants ; les résultats obtenus aboutissent le plus souvent à des conclusions d'une très grande banalité ou ne réussissent pas à lever les incertitudes

L'application effectuée par les écologistes espagnols F. GONZALEZ BERNALDEZ, R. ROMAN ALBA et M.C. SEMPERE, de l'analyse factorielle en composantes principales à la classification des stations météorologiques de la vallée de l'Ebre

(69) CH. P. PEGUY (526) p. 332-335

(70) G. VIERS (712)p. 89

aboutit à des résultats évidents. De fait sur les plans factoriels, la disposition des points redonne les localisations géographiques des stations par rapport à la Méditerranée. Cette analyse nous apprend d'autre part que la première composante souligne l'importance des températures et plus spécialement des températures estivales comme critère de différenciation tandis que la composante 2 indique l'augmentation de la pluviosité et des influences maritimes (méditerranée et atlantique) aux deux extrémités de la vallée (71) ! Plus intéressante est l'étude des climats de la Turquie par J. CHARRE et P. DUMOLARD. Dans un premier stade, ces auteurs synthétisent les 34 critères climatiques de 90 stations météorologiques par une analyse factorielle en composantes principales, puis, en fonction des facteurs dégagés ils définissent les types de climat en adoptant plusieurs démarches de classifications hiérarchisées avec structure aborescente (72). Toutefois, malgré l'affirmation des auteurs, la méthode obtient des résultats probants pour les échelles spatiales supérieures, l'aire ou le domaine. Au niveau de la région, les incertitudes demeurent ; Tekirdag, sur la côte de la mer de Marmara, est tantôt placée dans le climat hémipontique (?), tantôt dans le climat méditerranéen ou subméditerranéen et ceci au même titre que la station d'Edirne dans le bassin central de la Thrace turque qui connaît un hiver plus long et plus rigoureux.

Nous retrouverons les mêmes imperfections avec un essai d'analyse des critères climatiques de différenciation régionale pour de nombreuses stations de la façade atlantique et des plateaux intérieurs de la Péninsule Ibérique, en réalisant cette fois une analyse factorielle des correspondances, selon les principes établis par le mathématicien J.P. BENZECRI (73). Sur les plans factoriels obtenus, la dis-

(71) F. GONZALEZ BERNALDEZ, R. ROMAN ALBA et M.C. SEMPERE (274) p. 267-268

(72) J. CHARRE et P. DUMOLARD (112) p. 63 et (109) p. 176

(73) J.P. BENZECRI (30)

position d'un certain nombre de points nettement séparés représentent bien les différentes aires climatiques de l'Europe du SO : climat frais et très pluvieux des montagnes moyennes atlantiques, climat océanique à été humide, climat océanique à faible pluviosité estivale et climat méditerranéen. Mais, la dispersion de l'ensemble de tous les points est telle que le tracé des limites entre les aires et les régions climatiques reste hésitant.

Ainsi, il ne semble pas, pour l'instant, que les différentes méthodes de classification automatique ou d'analyse multivariable nous apportent des solutions originales au problème de la typologie des climats régionaux. Bien plus, par le classement des stations en fonction de paramètres mathématiques qui transforment les données d'observation, obligeant finalement l'analyste à donner des conclusions qualitatives, elles représentent pour l'utilisateur un recul par rapport aux classifications qualifiées de pragmatiques. Car, celles-ci, à partir des faits d'observation ou des gradients déterminés sur les cartes analytiques adoptent des seuils, des équivalents climatologiques qui donnent à la description des climats un caractère plus quantitatif. Les climats peuvent alors être considérés comme des ensembles définis par la présence ou l'absence de caractères ainsi préalablement établis. De cette façon, après avoir déterminé les intersections de différents éléments, considérés comme océaniques à partir de cartes analytiques, nous avons tenté de délimiter le domaine océanique de la Péninsule Ibérique.

En définitive, à l'échelle régionale, la recherche d'une classification synthétique idéale des climats est un faux problème. Pour le géographe, la comparaison entre les stations voisines donne des résultats plus intéressants si elle repose sur quelques thèmes climatiques.

2°) Les classifications thématiques pour les unités régionales de base.

Cet aspect thématique porte en réalité sur la définition de facteurs limitants : le froid, la sécheresse. Dans cette voie, les biogéographes particulièrement ont cherché à décrire globalement les climats en précisant ces thèmes. A cet égard, deux démarches ont été suivies : celle des indices climatiques qui consiste à caractériser l'aridité ou l'humidité générale d'un climat par les valeurs de rapports arithmétiques entre la pluviosité et certaines données thermiques, et celle de la durée saisonnière du facteur limitant étudié.

La première voie a été ouverte par E. de MARTONNE (75) dont l'indice d'aridité, $I = P/T+10$, continue à être utilisé par les pédologues dans leurs fiches analytiques de description des types de sol. Cet indice a été quelque peu amélioré par L. EMBERGER qui a su introduire au dénominateur un multiple des moyennes thermiques extrêmes, M et m, en proposant son quotient pluviométrique $Q = 100P / 2 \frac{(M+m)(M-m)}{2}$ (76). L'indice de C. W. THORNTHWAITE qui, nous l'avons vu, a été employé par C. TAMES (77) pour définir les climats ibériques, est d'apparence plus complexe, mais en réalité relève d'une même démarche. Tous ces indices présentent l'avantage de combiner les données d'observations les plus fréquemment connues et de permettre une comparaison globale entre toutes les stations. Mais en fait, ils n'apportent rien de nouveau à la description des climats, ils ne soulignent pas les véritables problèmes. Par apport aux classifications géographiques; ils remplacent les qualificatifs par des chiffres qui ont seulement une signification abstraite : 40 au lieu de climat océanique, 20 pour climat méditerranéen. Loin d'apporter des solutions claires, ces indices compliquent inutilement la classification des climats.

(75) E. de MARTONNE (426) p. 233

(76) L. EMBERGER (203)

(77) Cf note infrapaginale supra n° 22

En revanche, la deuxième voie a le mérite de souligner des aspects plus concrets. Elle est principalement illustrée par les différentes tentatives de définir la nature et la durée de la saison durant laquelle les besoins en eau de la végétation ne sont pas satisfaits. Dans cette perspective bio-géographique, plusieurs auteurs ont proposé les définitions empiriques du caractère aride d'un mois en définissant des seuils pluviométriques mensuels par une fonction de la température, $f(t)$, ou par certaines valeurs du rapport moyen mensuel pluviosité/température. L'étude comparative de ces principales expressions réalisée par Ch. P. PEGUY est suffisamment exhaustive pour insister davantage ici sur cet aspect⁽⁷⁸⁾. Toutefois, la définition du caractère climatique de chaque mois par le rapport pluviosité/température nous paraît une solution d'approche nécessaire à la description de tout climat régional.

Incontestable est l'intérêt présenté par les courbes ombrothermiques de H. GAUSSEN⁽⁷⁹⁾. Elles font ressortir la durée de la saison sèche en fonction du nombre de mois dont la pluviosité moyenne est égale ou inférieure à deux fois la température moyenne. Bien plus, la représentation graphique des climats, décrits en fonction des rapports mensuels P/T, peut être affinée grâce à la schématisation proposée par Ch. P. PEGUY⁽⁸⁰⁾. La représentation graphique des précipitations moyennes mensuelles par des diagrammes circulaires permet en même temps de montrer les différents types de mois selon les variations de la valeur du rapport P/T. Pour chaque station, les précipitations moyennes mensuelles sont figurées par douze secteurs angulaires dont les surfaces, proportionnelles aux valeurs pluviométriques, sont occupées par des signes conventionnels (grisés ou couleurs) représentant les traits climatiques fondamentaux des mois : sec, subsec, humide

(78) Ch. P. PEGUY (526) p. 301.

(79) H. GAUSSEN (257) p. 642.

(80) Ch. P. PEGUY (524) p. 11.

ou hyperhumide. C'est ce graphisme que nous avons adopté pour cartographier les régimes pluvio-thermiques des principales stations du N et du NO de la Péninsule Ibérique. Cette carte en couleurs nous a servi de document de base pour montrer l'originalité et la diversité de l'Ibérie humide. Car, les similitudes entre les différents graphiques stationnels donnent une première approximation de l'extension spatiale d'une nuance régionale climatique. Dès lors, on aboutit à une classification pratique des climats régionaux par une reconnaissance de formes des régimes pluviothermiques, selon la méthode adoptée dans le Weltklimatatlás.

Le caractère scientifique de cette méthode est renforcé si les définitions pragmatiques des différents caractères pluviothermiques des mois sont confrontés avec les résultats des bilans hydriques. Seule en effet, la connaissance de la valeur mensuelle de la déficience de l'évaporation peut quantifier la sécheresse, c'est-à-dire préciser la quantité équivalente en pluie qui manque à la région pour satisfaire les besoins en eau du tapis végétal, compte tenu des exigences climatiques. Depuis les travaux de C.W. THORNTHWAITE⁽⁸¹⁾, ces besoins idéaux sont déterminés par l'évapotranspiration potentielle, ETP, qui en réalité représente le pouvoir évaporant de l'atmosphère. La déficience de l'évaporation est donc la différence entre ETP et l'évapotranspiration réelle, $DE = ETP - ETR$, lorsque les pluies sont déficitaires, inférieures à ETP, $P < ETP$. Dès lors, le bilan hydrique représente une approche globale des manifestations du climat et constitue pour le climatologue une démarche nécessaire. Or, il ne semble pas que les géographes aient compris dès le début son importance. On a surtout retenu parmi les travaux de C.W. THORNTHWAITE une méthode de classification des climats dont les résultats ne sont pas

(81) C.W. THORNTHWAITE (685).

toujours satisfaisants. Il faut vraiment attendre le début de la décennie 60 avec H. LAUTENSACH et E. MAYER (1960) (82), avec CH. P. PEGUY (1961) (83) pour que l'on s'aperçoive que l'emploi des bilans hydriques assure une description climatique plus concrète, sachant souligner les problèmes essentiels. Malgré tout, nombreux sont encore les travaux de géographie rurale qui abordent l'étude des facteurs climatiques en ignorant complètement l'intérêt des résultats du bilan hydrique !

Bien sûr, la connaissance exacte de ETP et celle des réserves hydriques des sols, RU, nécessaire à la détermination de ETR, ne sont pas faciles à atteindre et les données numériques peuvent varier en fonction des techniques de calcul des hypothèses de travail. Mais, sur le plan méthodologique, il faut retenir que seuls les bilans hydriques permettent des comparaisons efficaces entre les stations et en soulignent les différences importantes en précisant la nature de l'aridité et en évaluant également les précipitations efficaces au ruissellement. C'est en nous appuyant sur les résultats de nombreuses stations que nous avons pu serrer de plus près l'originalité du domaine océanique et dégager une description plus globale de la variabilité interannuelle des nuances climatiques régionales de ce domaine.

Ainsi, nous avons beaucoup utilisé de la méthode analytique, d'abord pour isoler, limiter le domaine à caractères océaniques dominants des façades atlantiques de l'Espagne et du Portugal, ensuite pour dégager à l'intérieur de ce domaine les principales variations régionales. Nous nous sommes efforcé d'étayer cette étude de climatologie descriptive par l'utilisation d'appareils mathématiques d'analyse statistique, en cherchant à ne pas alourdir trop inutilement cette description par l'application de méthodes de classification théo-

(82) H. LAUTENSACH et E. MAYER (378)

(83) CH. P. PEGUY 1^o édition du Précis de Climatologie (526)

rique des climats. Pour dégager les problèmes posés par les variations régionales, nous avons préféré nous appuyer sur les faits dégagés par de nombreuses cartes analytiques, par des études fréquentielles séparées et sur la connaissance des régimes pluviothermiques comparés aux résultats concrets des bilans hydriques. Car nous pensons que la climatologie analytique, la climatologie arithmétique pour reprendre une expression d'A. MEYNIER, se rénove elle-même, par l'intérieur en s'appuyant sur des techniques de calculs longs et parfois complexes mais facilités par l'emploi de l'ordinateur. C'est maintenant un lieu commun que de constater que dans cette direction de recherche nous sommes à un tournant comme le montre la thèse d'A. DAUPHINE. Dès lors aujourd'hui, nous pouvons soutenir que cette "climatologie descriptive" n'est pas vivifiée par la météorologie dynamique (84), mais qu'elle justifie plutôt l'emploi par les géographes de certaines méthodes d'analyse créées par les météorologues. Ces méthodes tendent en effet de connaître les données de la circulation atmosphérique, responsables des variations climatiques dans l'espace et dans le temps.

Or, le géographe, dans ce domaine, comme le souligne F. DURAND DASTES, ne doit pas se contenter de décrire. Il doit également chercher à comprendre la répartition des manifestations atmosphériques cartographiables. Cette nécessité d'expliquer justifie particulièrement notre souci de répondre aux questions soulevées par l'originalité et la diversité du domaine océanique ibérique en adoptant dans un deuxième stade les principes essentiels de la climatologie synoptique.

III - LA REPONSE AUX PROBLEMES PAR LA CLIMATOLOGIE SYNOPTIQUE.

=====

LA NOTION DE "TYPE DE TEMPS".

=====

La démarche explicative dans la recherche climatologique pose le problème le plus délicat sur le plan de la méthode.

(84) A. MEYNIER (447) p. 142

dologie, car P. PEDELABORDE a montré dans sa thèse (1957) par des arguments indiscutables que la nécessité d'expliquer les faits doit "rattacher la climatologie à la physique de l'atmosphère" obligeant le géographe à se familiariser aux techniques et méthodes de recherche du météorologue après avoir acquis de sérieuses connaissances des sciences physiques "tout comme dans d'autres domaines, le géographe doit posséder une solide culture géologique, historique, agronomique et sociologique, etc." (85).

Néanmoins, la nécessité de faire appel aux mécanismes complexes de la circulation atmosphérique continue à soulever de nombreuses critiques parmi les géographes lors de cette dernière décennie. Ainsi, P. GEORGE s'est-il fait l'interprète de ceux qui pensent que "l'étude d'un climat est devenue une savante reconstitution d'une dynamique très complexe dont toutes les variables ne sont pas connues" (86). L'on peut en effet se demander si le souci d'aborder les climats selon une optique génétique n'entraîne pas le géographe dans un domaine qui exige une formation de physicien et de mathématicien. Ne risque-t-on pas d'oublier les objectifs fondamentaux de la géographie : la perception globale des milieux naturels, l'étude des rapports entre les éléments climatiques et les activités des sociétés humaines ? Dans cette perspective l'analyse des mécanismes atmosphériques représente "une réponse au second degré" pour reprendre l'expression d'A. DAUPHINE (87). Comme cet auteur, nous pensons que c'est au géographe de fixer si ce genre de réponse est du ressort de la géographie. Pour nous, la réponse est simple, le climat étant "l'un des facteurs premiers de toute réalité géographique" (88), la climatologie fait partie intégrante de la pensée géographique. De sorte que, conformément à la démarche du géographe qui selon O. DOLEFUS "procède d'une dialectique entre la description et l'explica-

(85) P. PEDELABORDE (512) p. 65-68

(86) P. GEORGE (264) p. 69

(87) A. DAUPHINE (150) p. 29

(88) CH. P. PEGUY (526) p. 18

tion (89)' les études de climatologie doivent aboutir à une confrontation entre les manifestations mesurables de l'atmosphère et les structures fondamentales de la circulation atmosphérique.

Tâche difficile qui représente le deuxième aspect délicat du problème méthodologique. C'est que la connaissance de ces structures atmosphériques peut être désormais abordée selon deux grands systèmes de raisonnements : la climatologie dynamique et la climatologie synoptique. Ces deux orientations de recherche climatologique qui n'étaient guère séparées dans les conceptions modernes de l'Ecole Norvégienne sur la composition de l'atmosphère procèdent finalement de méthodes et de techniques différentes comme l'on montré F.K. HARE et P. PEDELABORDE. Bien qu'il existe encore une confusion dans la terminologie, malgré la mise au point de ces auteurs, ces deux orientations situent l'explication des phénomènes atmosphériques à deux niveaux, tout en apportant des résultats complémentaires et réciproquement utiles. Dès lors, le problème est de savoir à quel niveau le géographe, avec sa formation intellectuelle de départ, avec sa propre optique d'envisager les faits à la surface du globe, peut apporter une importante contribution à la compréhension des liens entre les structures de la circulation atmosphérique et les données d'observations dont l'analyse a permis de définir les climats régionaux. Or justement, toute une série de recherches de climatologues français, celles entre autres de P. PEDELABORDE sur le Bassin Parisien et les Pyrénées, de P. PAGNEY sur les Antilles et de A. HUETZ DE LEMPS sur les Iles Canaries ont montré que le géographe peut proposer de sérieuses explications aux climats régionaux à partir d'une analyse de documents synoptiques.

(89) O. DOLLFUS (172) p. 5

- A) LA CLIMATOLOGIE DYNAMIQUE. SES DEVELOPPEMENTS RECENTS.

De fait, la climatologie dynamique présente une formulation essentiellement mathématique. Pour F.K. HARE, elle regroupe l'ensemble des études théoriques qui ont pour but d'expliquer par les lois physiques et mathématiques la circulation moyenne et les perturbations de l'atmosphère (90). Son objet est de fournir des réponses numériques aux grands problèmes posés par la circulation atmosphérique générale, c'est-à-dire, pour reprendre une définition de J. ROULLEAU (91) aux questions fondamentales soulevées par les mouvements atmosphériques à l'échelle du globe terrestre. Des équations aux dérivées partielles, des fonctions sphériques tentent de présenter une vision globale de la circulation méridienne des régions intertropicales, des formes d'écoulement des courants d'O de la haute et moyenne troposphère aux latitudes moyennes, de la formation des anticyclones semi-permanents, de la naissance et de l'évolution des perturbations extratropicales. Dans ce domaine, les progrès actuels sont rapides, grâce aux énormes possibilités de calcul offertes par les puissants ordinateurs qui permettent, et permettront de plus en plus, de traiter la masse de données fournies par les photos de satellites et principalement les photos en Infra Rouge, indispensables à la connaissance des bilans énergétiques.

Désormais, on peut aller plus loin que les tentatives de définition du climat dynamique d'un lieu par A. GIAO (92) qui étudiait le comportement moyen des perturbations à partir du traitement mathématique des seuls écarts de la pression par rapport à la moyenne. Ainsi, les résolutions d'intégrales complexes réussissent à évaluer l'ordre de grandeur des masses transportées par la circulation méridienne moyenne, des trans-

(90) F.K. HARE (290) p. 100

(91) J. ROULLEAU (612) p. 258

(92) A. GIAO (265) p. 128

ferts de chaleur à travers les différentes latitudes. Les données des bilans d'énergie et leur rôle dans l'entretien des mouvements sont mieux connus avec l'évaluation des quantités disponibles d'énergie potentielle et d'énergie cinétique qui sont échangées entre le courant zonal moyen et les tourbillons de turbulence, eux-mêmes liés à l'échauffement différentiel de la surface de la terre. Ce développement récent de la recherche théorique ressort à travers les essais de synthèse sur la circulation globale de E.N. LORENZ, les analyses du bilan énergétique de R. NEWELL et de ses collaborateurs, les tentatives de simulations numériques de l'ensemble de l'atmosphère par J. SMAGORINSKY. On prend conscience du niveau atteint par ces travaux en lisant les communications présentées à la Conférence de Londres, d'août 1969 sur la "circulation globale de l'atmosphère" (93).

Ces résultats plus précis tendront ainsi à remplacer les arguments qualitatifs des théories souvent spéculatives sur la circulation atmosphérique. Il faudra certainement réviser notre conception sur le rôle du jet dans la formation et l'entretien de l'anticyclone subtropical, puisque les calculs soulignent la brutale diminution du transport méridien de masse atmosphérique équateur-tropique aux environs des latitudes 10° , c'est-à-dire loin de la position moyenne de la branche subtropicale du jet ...

Bien sûr, cette connaissance scientifique n'est pas encore parfaite et se heurte encore à de graves difficultés théoriques du fait des relations dialectiques entre les différents éléments de l'atmosphère. Pour E. N. LORENZ, l'explication est rendue difficile par suite de l'advection qui intègre les déplacements des champs de mouvements et de températures sous l'effet du champ de mouvements lui-même (94). Dès lors, la séparation difficile entre la cause et l'effet se traduit

(93) G. A. CORBY (125)

(94) E.N. LORENZ (409) p. 87

mathématiquement par la mise au point d'équations non linéaires, de systèmes ouverts de fonctions à multiples inconnues.

Car jusqu'à une époque récente, la climatologie dynamique avait seulement à sa disposition les lois relatives à la mécanique des fluides et à la thermodynamique, appliquées à la circulation atmosphérique instantanée. Le problème était donc comme le faisait remarquer F. K. HARE de transposer à l'échelle du globe et de la circulation moyenne les équations élaborées aux échelles fines par la météorologie dynamique. Or cette dernière, "théorie de la météorologie" (95) a accompli parallèlement d'énormes progrès au cours de la décennie soixante. Selon son propre objet, elle a cherché à parfaire ses visions globales de l'atmosphère et de son évolution. Ses modèles, à formulations mathématiques, s'efforcent de plus en plus à saisir la réalité des liaisons momentanées entre le champ de pression défini dans les trois dimensions et la structure thermique verticale de l'atmosphère. La résolution des équations de ces modèles par les ordinateurs guide désormais le météorologue dans ses tâches quotidiennes d'élaboration des cartes de situation et des cartes de prévision à brève échéance.

Ainsi aujourd'hui, le modèle barocline s'impose à toute étude ou recherche dynamique. Parce qu'il conçoit les liens entre le champ de pression et la répartition verticale de la température selon les trois dimensions, il serre de plus près la réalité structurale atmosphérique que ne le fait le modèle barotrope. Ce dernier qui établit une structure thermodynamique simple reposant sur le parallélisme des isobares et des isothermes dans le plan vertical, permet de représenter à partir du champ des vents observés les ondulations de la surface isobarique 500 mb et de calculer les variations du rotationnel. Il permet donc de dégager les grandes tendances

(95) G. DADY (141) p. 319

de la circulation des courants d'O dans la moyenne troposphère. Mais, les possibilités d'analyse et de prévision qu'il offre à l'échelle régionale sont limitées puisqu'il ne prend pas en compte les mouvements verticaux, contrairement au modèle barocline. De fait celui-ci dont la formulation mathématique est beaucoup plus complexe (96) admet des variations de température à chaque niveau isobarique, de sorte que les isothermes et les isobares ne sont plus considérés comme parallèles (97) et dans un espace donné, l'angle sous lequel ils se recoupent indique l'intensité des flux verticaux, l'instabilité de la colonne d'air. Ainsi, l'accroissement de la valeur de la structure barocline de l'atmosphère en un lieu est un des facteurs fondamentaux de la cyclogénèse que le climatologue ne peut désormais ignorer pour comprendre la formation des perturbations cycloniques dans latitudes moyennes.

Or, cet apport fondamental pour la connaissance des phénomènes atmosphériques est un apport de météorologue. Car dans cet approche dynamique, le climatologue de formation géographique n'est guère compétent, en tout cas peut être compétitif par rapport au météorologue théoricien. Dans ce domaine de la recherche, il faut non seulement posséder une solide formation parallèle de mathématicien et de physicien, mais églament d'énormes moyens de calcul et l'accès immédiat aux documents de première main. Bien sûr, les géographes peuvent continuer à proposer de grands schémas de la circulation atmosphérique, mais ceux-ci exposés en termes qualitatifs doivent et devront de plus en plus s'inspirer des recherches quantitatives et des modèles numériques réalisés par les météorologues, afin d'éviter des erreurs de conception. Par exemple, M. LEROUX aurait certainement hésité à présenter dans la moyenne et haute atmosphère intertropicale des flux inversés tropique-équateur, s'il avait tenu compte pour établir son schéma de la circulation générale (98) des calculs sur les masses transportées.

(96) G. DADY (142) p. 438

(97) A. H. GORDON (277) p. 151

(98) M. LEROUX (387) p. 2

D'ailleurs actuellement, ces essais théoriques des géographes se situent beaucoup plus dans une optique pédagogique de niveau élevé que dans une perspective de recherche fondamentale. La présentation "systémique" de la circulation atmosphérique des différentes zones par F. DURAND DASTES constitue un remarquable effort de synthèse, de clarté d'exposition (99), elle n'apporte en revanche aucune nouvelle donnée précise susceptible de répondre d'une façon décisive aux questions complexes soulevées par la circulation atmosphérique.

De même, ce n'est pas le fait d'introduire dans des études de géographie climatique des programmes d'analyse statistique, mis au point par les mathématiciens qui permettra aux géographes d'intervenir efficacement dans la recherche de climatologie dynamique. Ainsi, l'essai d'introduction de méthodes mathématiques modernes pour l'étude des climats que représente la récente thèse d'A. DAUPHINE (100), ne s'inscrit pas dans cette direction de recherche. En réalité, l'objet de ce travail sur "les précipitations dans les Midis français" est bien celui de la climatologie synoptique. Car, c'est bien dans ce domaine que le géographe peut continuer à apporter un tribut original à la connaissance des phénomènes atmosphériques, à condition toutefois de tenir compte des études récentes de la climatologie dynamique concernant la circulation générale aux échelles de grandeurs supérieures.

- B) LA CLIMATOLOGIE SYNOPTIQUE. SON OBJET ET SES DEMARCHES.

En effet, la climatologie synoptique a pour but d'expliquer les climats locaux et régionaux en fonction de la circulation générale, selon la définition de F. K. HARE. A partir d'analyses statistiques, elle représente, toujours selon le climatologue canadien, une description explicative des

(99) O. DOLLFUS et F. DURAND DASTES (173) p. 89

(100) A. DAUPHINE op. cit.

éléments essentiels du temps au-dessus d'une région en termes de circulation atmosphérique. Elle reconnaît la circulation atmosphérique comme une quantité donnée, comme une variable indépendante qui détermine le temps en un lieu (101). Pour atteindre ce but, les recherches réalisées ont pris des formes variées, mais en général, elles reposent d'abord sur une classification et une étude de fréquence des types de structures synoptiques représentant les mécanismes régionaux de la circulation atmosphérique. Plus récemment R. G. BARRY et A. H. PERRY (102) ont insisté sur le fait que toutes les "études de climatologie synoptique possèdent au moins un dénominateur commun : l'interprétation des modèles climatiques dans l'espace et dans le temps (time) en termes de processus de temps (weather)", c'est-à-dire en fonction de l'évolution des situations atmosphériques. Ainsi, l'intérêt explicatif de la climatologie synoptique est communément reconnu et explique son développement, sous l'impulsion de P. PEDELABORDE, dans les études de géographie des climats.

Car, les méthodes et les techniques les plus couramment adoptées en climatologie synoptique rejoignent les préoccupations des géographes.

1°) Les raisons du choix d'une recherche synoptique.

D'abord, l'échelle de la climatologie synoptique est bien celle du géographe : la région. Bien sûr, cette notion d'échelle demande à être précisée et à être comparée à l'échelle synoptique adoptée par les météorologues. Pour B. J. MASON (103), l'échelle synoptique est celle des structures atmosphériques dont les dimensions linéaires varient entre cinq cents et cinq mille kilomètres ; elle se situe entre, d'une part l'échelle planétaire et d'autre part la

(101) F. K. HARE (290) p. 88-90

(102) R. G. BARRY et A. H. PERRY (21) p. 444

(103) B. J. MASON (429) p. 354

"mesoscale", l'échelle de la sous-région et de la localité. Toutefois, cet ordre de grandeur ne semble pas faire l'unanimité. De son côté, P. QUENEY (104), dans sa classification générale des mouvements atmosphériques, propose des limites d'échelle à des seuils nettement inférieurs. Ainsi d'après lui, les mouvements d'échelle synoptique qui sont caractérisés par une forte prédominance des déplacements horizontaux et influencés essentiellement par la rotation de la terre se font sentir sur des distances comprises entre cent et mille kilomètres. Quoi qu'il en soit, la taille des phénomènes synoptiques est bien celle des unités spatiales climatiques : l'aire et le domaine, la province et la région, si l'on retient la terminologie de CH. P. PEGUY.

Ensuite, la climatologie synoptique procède principalement d'analyses cartographiques ; son principe général repose en effet sur une étude des répartitions géographiques des systèmes atmosphériques, comme les systèmes cycloniques pour reprendre une expression de P. QUENEY. Concrètement, elle consiste à repérer sur les cartes météorologiques quotidiennes les types de champ de pression et de circulation qui se rapprochent des structures théoriques définies par les météorologues en fonction des combinaisons dans les trois dimensions du champ de pression et de la composition thermique de l'atmosphère. Dès lors, il s'agit de déterminer sur les cartes synoptiques qui représentent globalement les données d'observations d'un grand nombre de stations, les structures atmosphériques ayant une tendance à se renouveler. Cette réitération rend justement les situations synoptiques susceptibles d'une classification et ensuite d'un recensement statistique. Ainsi, les principaux éléments descriptifs du climat d'une région s'expliquent par les variations fréquentielles de ces types de situation, au cours de l'année.

(104) P. QUENEY (569) p. 223

C'est que finalement, la climatologie synoptique apparaît comme une recherche de présentation globale des éléments connus de la circulation atmosphérique. Le résultat de cet effort de synthèse dépend évidemment des critères retenus pour l'interprétation et la classification des situations météorologiques représentées sur les cartes. Le choix de ces critères n'est pas sans soulever quelques difficultés qui expliquent une certaine variété des typologies synoptiques.

On sait, comment la voie de la climatologie synoptique a été ouverte par le météorologue allemand W. VAN BEBBER (105) lorsque celui-ci, à la fin du siècle dernier a proposé de classer les dépressions traversant l'Atlantique N et l'Europe en fonction des trajectoires suivies. Depuis, la connaissance de la structure et des mouvements atmosphériques a été fortement améliorée par deux séries de découvertes qui ont permis d'obtenir des visions plus synthétiques de l'atmosphère dans les latitudes moyennes.

Premièrement, la révélation de l'hétérogénéité thermique de l'atmosphère par les météorologistes norvégiens W et J. BJERKNES, H. SOLBERG, T. BERGERON (106) permet de proposer une explication à la formation et à l'évolution des dépressions. La cyclogénèse est alors liée à la présence d'une limite ou front qui sépare brutalement deux cellules thermiques différentes de l'atmosphère ou masses d'air. Dès lors, la structure et la vie d'une dépression, creusée sur une ondulation du Front Polaire ou du Front Arctique, sont décrites en fonction des transformations de cette ondulation et présentées suivant une série de schémas (107) que l'on désigne sous le nom de "modèle norvégien".

Deuxièmement, la connaissance de la circulation atmosphérique dans les latitudes moyennes fait un énorme progrès

(105) W. VAN BEBBER (696)

(106) J. BJERKNES et H. SOLBERG (71) T. BERGERON (35)

(107) J. BJERKNES et H. SOLBERG (72)

avec la découverte de l'existence des courants d'O dans les couches élevées de la tronosphère. A partir des chamns de vents observés, les mouvements des courants à composante O inspirent les recherches théoriques qui aboutissent aux modèles de circulation décrits par C. G. ROSSBY (108) et par J. NAMIAS (109). Ces travaux envisagent des causes dynamiques à la formation et à l'entretien de ces courants d'O, des causes qui reposent sur un nouveau principe de physique : l'invariance de la composante verticale du tourbillon absolu. Sur tout, les formes d'écoulement des courants d'O sont présentés selon un cycle dont les stades s'enchaînent entre une circulation zonale rapide et une circulation méridienne bloquée. Les cartes établies sur ces bases pour différents niveaux isobariques donnent une vision globale dans la haute atmosphère de la circulation atmosphérique et de la répartition des cellules thermodynamiques : hautes pressions chaudes et basses pressions froides. La nouvelle représentation cartographique permet ainsi d'interpréter les structures verticales de l'atmosphère et de caractériser dans les trois dimensions les situations synoptiques.

Dès lors en fonction de ces principales approches théoriques, les classifications synoptiques ont évolué et s'efforcent de serrer de plus près la réalité des structures thermodynamiques de l'atmosphère.

2°) Les classifications synoptiques :

Mais, elles continuent à être considérées, souvent par les météorologues qui les ont proposées, comme des classifications de "type de temps", "Grosswetterlage", "Wettertype", "weather type", alors que l'on admet de plus en plus que le type de temps est l'état de l'atmosphère vécu par l'homme et défini par une combinaison de différents éléments atmosphériques observés. En réalité, la situation synoptique apparaît comme l'ensemble des facteurs thermodynamiques qui créent en un lieu

(108) C.G. ROSSBY (605)

(109) J. NAMIAS (466).

un état déterminé de l'atmosphère.

De fait, les principales classifications de "type de temps" pour l'Europe sont des typologies synoptiques qui reposent essentiellement sur l'interprétation des figures barométriques et des conditions de mouvement, parfois associées aux structures thermiques de l'atmosphère. Ainsi dans une première phase, la "Grosswetterlage" des météorologues allemands, codifiée principalement par E. BAUR⁽¹¹⁰⁾ et le "type de temps" des météorologues français⁽¹¹¹⁾ ont été déterminés par la disposition stable, des grandes cellules barométriques : anticyclones et dépression. Etabli pour une durée relativement longue, trois jours au moins, ce type de situation présente en outre l'inconvénient de définir les conditions de la circulation pour de grandes unités spatiales à l'échelle du continent et de perdre de vue la région.

Même lorsque les classifications sont affinées par l'introduction de nouveaux critères atmosphériques, comme les structures massiques et frontales, les situations représentent toujours les conditions de circulation pour de grands espaces géographiques, de l'ordre de grandeur de l'Europe ou de l'Atlantique N. Par exemple, les "Witterungstypen" de l'Europe Centrale, retenus par M. KONCEK et F. REIN⁽¹¹²⁾ intègrent bien les passages des surfaces frontales pour préciser les systèmes cycloniques d'O, mais ces types de temps continuent à être distingués sur la base des figures barométriques présentées par les cartes de situation au sol ; la différenciation des anticyclones s'y fait toujours en fonction de la position de leur centre. En définitive, ces "Witterungstypen" se rapprochent sensiblement de la classification plus détaillée des "Grosswetterlagen" adoptée par P. HESS et H. BREZOWSKY. Cette nouvelle typologie tient compte désormais des trajectoires frontales par rapport à l'Europe Centrale. Cependant, elle reste imprécise dans son application aux autres domaines climatiques européens ; le type WA, ouest-anticyclonique est séparé du type WZ, ouest-cyclonique, mais ce dernier peut-être interprété pour

(110) F. BAUR (24).

(111) M. MEZIN (446).

(112) M. KONCEK et F. REIN (351).

l'Espagne et le Bassin Méditerranéen comme WA, l'on pourrait faire la même remarque pour les types SW⁽¹¹³⁾...

En outre, ces classifications à différenciation barométrique ne tiennent pas compte des conditions de la circulation en altitude, des formes d'évolution des courants d'O. Bien sûr, les météorologues allemands déterminent par le regroupement des Grosswetterlagen des styles de temps ou Grosswettertypen (Ouest, Sud-Ouest...) qui a leur tour sont fondés dans trois grandes "formes de circulation" dont les qualificatifs zonal, méridienne et intermédiaire (gemischt) s'inspirent des conditions d'écoulement des courants d'O dans la moyenne troposphère selon le "modèle" de ROSSBY. Toutefois, au départ, ces conditions n'interviennent pas directement dans la définition des types de situations synoptiques.

En revanche, certains météorologues ont établi des typologies à partir des combinaisons situation au sol-circulation en altitude, cette dernière déduite généralement des conditions dynamiques à 500 mb. M. SCHUEPP définit les associations des deux séries de situations préalablement classées par un tableau à double entrée⁽¹¹⁴⁾, puis il introduit dans ces ensembles des données numériques des différents éléments atmosphériques observés dans la région des Alpes⁽¹¹⁵⁾. Mais, son système de classification "multidimensionnelle" qui s'efforce d'associer conditions de circulation et états de l'atmosphère, s'avère difficile à manier et à interpréter. Plus simplifiée apparaît la définition des "weather types" par H.H.LAMB en fonction des séquences journalières des formes de circulation. Pour les Iles Britanniques, les "types de temps" sont en effet déterminés en combinant les figures barométriques présentées sur les cartes de situation au sol et par les différents "patterns" de circulation de la carte Contour du niveau isobarique 500 mb. Dans ces conditions, les 13 types de situations dynamiques qui sont retenues, intègrent les conditions horizontales

~~es-verticales-de-la-cir-~~-----

(113) P. HESS et H. BREZOWSKY (301).

(114) M. SCHUEPP (630).

(115) M. SCHUEPP (631).

et verticales de la circulation atmosphérique au-dessus de l'Europe du NO⁽¹¹⁶⁾.

La typologie du météorologue britannique représente un effort de synthèse très satisfaisant pour appréhender les principales structures atmosphériques dans cette région. Selon des considérations similaires, nous avons déterminé les situations synoptiques de l'Europe du SO. Mais avant d'exposer les principes méthodologiques adoptés ici, il nous faut faire une remarque de fond. En fait, toutes ces typologies ne sont pas des typologies de types de temps, elles déterminent des structures de la circulation atmosphérique qui peuvent être perçues globalement grâce à l'expression cartographique et dont les actions réitérées sur les principaux éléments atmosphériques (température, humidité, insolation...) finissent par imposer des rythmes saisonniers et des variations climatiques régionales.

Cette ambiguïté est déjà soulignée par P. PEDELABORDE qui affirme dans sa thèse que les "types de temps" des météorologues sont en fait des "types de circulation"⁽¹¹⁷⁾. Aussi propose-t-il une analyse plus fine des types de temps adaptée à une unité spatiale plus petite que celle de l'Europe, comme celle du Bassin Parisien. Ces types sont toujours déterminés à partir des "cartes synoptiques vraies", mais également en fonction des ambiances atmosphériques analysées à partir des données d'observations de stations situées au centre de la région. Dès lors, l'étude fréquentielle de ces types fondamentaux qui associent à dessein cause et effet, débouche sur une description explicative du climat.

Toutefois, nous n'avons pas suivi exactement cette démarche de recherche. Compte tenu de la variété régionale du domaine océanique de la Péninsule Ibérique, il nous a paru

(116) H.H. LAMB (366).

(117) P. PEDELABORDE (511) p. 159.

nécessaire de détacher la notion de structure synoptique de celle des effets sur le temps. Seule l'analyse détaillée des variations spatiales de l'action sur les éléments climatiques de chaque situation pouvait nous permettre de comprendre les causes de la grande diversité de ce domaine océanique.

3°) Les principes de la classification adoptée. Les limites de la méthode.

L'étude synoptique de cette thèse repose sur une analyse préalable des conditions de la circulation dans la moyenne troposphère au-dessus de l'Europe Occidentale. A partir d'une lecture des cartes quotidiennes du niveau isobarique 500 mb, nous nous sommes efforcé de recenser les formes d'écoulement des courants d'ouest en adoptant les rythmes définis justement par C.G. ROSSBY et J. NAMIAS. En fonction des aspects du tracé ondulé des isohypses et des écartements de celles-ci, nous avons retenu un certain nombre de formes qui s'insèrent dans le modèle proposé par ces auteurs. L'étude fréquentielle de ces formes nous a ainsi permis non seulement de dégager les rythmes annuels des tendances zonales et méridiennes de la circulation, mais également de définir les conditions du champ barométrique en altitude. Dès lors, une comparaison avec les types de situation au sol pouvait être entreprise.

Séparément, ces dernières ont été en effet reconnues sur les cartes quotidiennes au niveau de la mer, selon des normes plus usitées. Car, pour la troposphère inférieure, nous avons suivi les critères de classification retenus par P. PEDELABORDE : mouvement des dépressions, nature des fronts, position et structure massique des anticyclones. Ce choix permet en effet d'englober les principaux types de situation définis par l'association du champ de pression et de la structure thermique de l'atmosphère.

Finalement, les principales structures synoptiques ont été définies dans les trois dimensions, en fonction des combinaisons quotidiennes des deux séries de situations, en fonction bien sûr des combinaisons ayant une certaine tendance à se renouveler. Ainsi, la dépression qui suit une trajectoire ouest-est ou faiblement oblique et qui présente une évolution du système frontal proche de celui du modèle norvégien, est associée au passage rapide du versant oriental d'une vallée de faible amplitude. Il est évident également que les dépressions à trajectoires méridiennes évoluent sur l'un des deux versants d'une vallée de grande amplitude. Enfin, les colonnes froides isolées correspondent bien souvent au sol à des dépressions stables dont les systèmes frontaux évoluent différemment de celui du modèle norvégien. Mais, c'est principalement dans le domaine de la définition des anticyclones que la confrontation entre les deux niveaux est des plus fructueuses. De fait, par l'interprétation cartographique, il est possible de séparer la simple dorsale barométrique, alimentée par l'affaissement de l'air froid sous le versant occidental de la vallée planétaire, de l'anticyclone dynamique épais avec une advection de la crête chaude dans la moyenne troposphère. De plus, parmi ce dernier type, la connaissance des flux dominants dans la moyenne troposphère permet de différencier des anticyclones ayant des positions similaires puisque l'alimentation en masses d'air est étroitement liée à la direction des flux de haute altitude (steering). Par exemple, l'anticyclone centré sur l'Europe n'est pas toujours un anticyclone continental au sens climatique ; s'il est coiffé en altitude par la bordure occidentale d'une ample crête, il est entretenu par des masses d'air de plus en plus chaudes d'origine méditerranéenne ou tropicale.

La prise en compte des formes de situation en altitude débouche donc sur des structures synoptiques plus fines, plus détaillées que les Grosswetterlagen et les Witterungstypen. Chaque situation que nous avons définie, met en évidence les

conditions générales de l'établissement et de l'évolution de l'état de l'atmosphère au-dessus d'un lieu. Dès lors, la connaissance des hiérarchies de fréquences des situations donne en première approximation "la série des états de l'atmosphère dans leur succession habituelle", pour reprendre la deuxième partie de la célèbre définition du climat par M. SORRE.

Une comparaison entre les variations fréquentielles des situations synoptiques établies pour Brest, La Corogne, Madrid et Lisbonne propose effectivement des explications à l'originalité des données climatiques du domaine océanique en Espagne et au Portugal. Il est incontestable que pendant la saison chaude la fréquence des anticyclones augmente sensiblement entre la Bretagne et la Galice. Mais en juillet, cette fréquence augmente plus faiblement en direction du S à partir de la Galice, même si l'on tient compte des dépressions thermiques ibériques coiffées par des cellules anticycloniques d'altitude ; ce qui tend à prouver que durant ce mois d'été, la Galice se rattache au domaine subtropical à été sec plutôt qu'au domaine de circulation des régions tempérées océaniques. De même au printemps (mars à mai), les dépressions stabilisées en circulation méridienne sont plus fréquentes en Galice qu'en Bretagne et contribuent à entretenir des volumes pluviométriques plus importants. Ainsi, sans vouloir empiéter sur le chapitre II de la deuxième partie, on voit tout l'intérêt que l'on peut tirer d'une étude statistique des situations synoptiques.

Toutefois, il est évident que la méthode synoptique est loin d'être parfaite. D'abord, il faut admettre avec A. HUETZ DE LEMPS que la lecture des cartes des situations au sol et surtout celles de la circulation à 500 mb repose sur une part d'interprétation personnelle importante⁽¹¹⁸⁾. En outre, compte tenu de l'échelle réduite des cartes météorolo-

(118) A. HUETZ DE LEMPS (317) p.114.

giques, les limites des situations synoptiques sont difficiles à cerner avec précision⁽¹¹⁹⁾ et de ce fait la comparaison des hiérarchies de fréquences entre des régions voisines présente un caractère quelque peu aléatoire. Bien que nous ayons multiplié les critères d'analyse cartographique, cette reconnaissance de formes peut apparaître comme une méthode relativement pragmatique.

Malgré ces quelques défauts inhérents, nous pensons que cette méthode d'interprétation cartographique peut encore apporter à la recherche en climatologie une certaine efficacité. Car l'établissement des cartes météorologiques que l'on continue à dresser parce qu'elles sont le moyen d'expression le plus facile à saisir, repose plus sur la connaissance de modèles théoriques que sur la pratique et l'expérience du météorologue. De même, l'interprétation de ces cartes est implicitement guidée par des conceptions théoriques concernant la circulation générale. En fait, le pragmatisme de la méthode synoptique est plus apparent que réel.

D'ailleurs, A. DAUPHINE qui critique cette méthode, introduit néanmoins dans son intéressant essai d'analyse multivariable des interprétations cartographiques. Car en réalité, l'attitude sévère de cet auteur n'est pas entièrement justifiée.

Il n'est pas possible d'admettre que la situation synoptique déterminée sur une carte est une simple vue "unidimensionnelle" de l'atmosphère, à moins d'ignorer que, d'une part la carte représente le champ de pression et que, d'autre part le tracé des limites frontales intègre de nombreuses observations (nébulosité, température, humidité) et résulte d'une interprétation de masses d'air à partir de nombreux radiosondages. La situation typique cartographiée est bien

(119) CH. P. PEGUY (526) p. 328.

à elle seule un ensemble constitué par un grand nombre d'éléments connus. De plus, le caractère multidimensionnel de la situation synoptique s'affirme lorsque celle-ci est définie également en fonction de la circulation dans la moyenne troposphère.

Il n'est pas possible non plus d'admettre la condamnation en bloc de la méthode synoptique, sous prétexte que les conceptions norvégiennes de la circulation sont dépassées.

Premièrement, à l'échelle synoptique qui est la nôtre, le modèle norvégien cadre bien avec l'évolution observée chez les dépressions atlantiques abordant l'Europe Occidentale. Pour s'en convaincre, il suffit de suivre, lors du passage d'une telle dépression, les transformations des systèmes nuageux et l'enchaînement des épisodes pluvieux dans nos régions océaniques. Il suffit, surtout, d'observer les photos de satellites qui, avec le développement des spirales nuageuses, mettent en évidence la dynamique du système frontal, pour constater que certains schémas du modèle norvégien sont fort proches de la réalité. On reste confondu à l'idée que l'école de W. BJERKNES ait pu proposer des visions exactes de certaines structures atmosphériques plus de trente ans avant les premières images de satellites. Certes, la connaissance détaillée des structures frontales a fait d'énormes progrès grâce à ces documents photographiques et à l'emploi du radar : le système nuageux d'une jeune dépression apparaît souvent comme un tout homogène qu'il est souvent difficile de traiter en termes de front chaud et de front froid, or à l'échelle convective l'hétérogénéité du front est très grande comme le montrent les modèles proposés par K.A. BROWNING et T.W. HARROLD⁽¹²⁰⁾ à partir de l'interprétation des échos radar. Mais, ses nouvelles connaissances détaillées n'infirment pas le schéma général. Il est d'autre part évident aujourd'hui que les ori-

(120) K.A. BROWNING et T.W. HARROLD (90) (91).

gines des discontinuités atmosphériques ne sont pas uniquement thermiques ; les variations des mouvements, l'advection du tourbillon jouent dans la frontogénèse un rôle important que T.H. KIRK⁽¹²¹⁾ s'est efforcé de préciser. Mais, ces origines ne sont pas non plus uniquement dynamiques puisque nous savons que les liens entre la structure thermique de l'atmosphère et le mouvement sont de nature dialectique.

Ainsi, conclure à partir de l'étude des régions méditerranéennes à la totale inadéquation du modèle norvégien⁽¹²²⁾ c'est faire preuve de généralisation hâtive.

Deuxièmement, l'interprétation synoptique à partir de l'expression cartographique ne repose pas uniquement sur le modèle norvégien. Ce dernier a d'ailleurs été conçu à partir des observations des dépressions qui suivent des trajectoires ouest-est en période de circulation zonale. Il n'y a donc rien d'étonnant à ce qu'il ne soit pas adapté à l'évolution des dépressions à trajectoires méridiennes NS et à celle des dépressions isolées, stabilisées sur la façade SO de l'Europe ou le bassin occidental de la Méditerranée. Enfin, l'analyse typologique des anticyclones océaniques ne se limite plus à la séparation entre la cellule dynamique subtropicale chaude et ses prolongements alimentés par les expulsions froides à l'arrière des dépressions, suivant l'évolution présentée par le modèle norvégien. Entre l'anticyclone des Açores et les dorsales barométriques dues à la subsidence thermique, il existe une série d'anticyclones à alimentation froide dans les basses couches de la troposphère, mais renforcés en altitude par la subsidence dynamique, entretenue elle-même par l'advection de la crête chaude.

En définitive, le problème essentiel qui se pose est de savoir, si une structure synoptique, définie avec le plus

(121) T.H. KIRK. (343).

(122) A. DAUPHINE (150) p. 20.

de précision possible est toujours responsable de l'apparition d'un même état de l'atmosphère, au-dessus des différentes régions qu'elle affecte. Les variations du substratum géographique introduisent-elles, à l'échelle régionale, de nouvelles conditions de circulation capables de modifier sensiblement l'ambiance atmosphérique créée par la situation synoptique ? En d'autres termes, y-a-t-il identification entre la situation synoptique et le type de temps ?

- C) LE TYPE DE TEMPS OU L'EFFET REGIONAL D'UNE SITUATION

SYNOPTIQUE.

Pour F. DURAND DASTES, dans son rapport sur les "Journées Climatologiques de Grenoble" (1973) consacrées à cette notion de type de temps, il semble bien que le même type de circulation ne se traduise pas toujours, "bien au contraire", par "un ensemble relativement homogène d'états de l'atmosphère"⁽¹²³⁾. Dès lors, il préconise de mener séparément d'une part l'analyse des types de temps, sensu stricto, c'est-à-dire l'analyse des combinaisons quotidiennes de plusieurs variables climatiques, d'autre part la classification des types de circulation ou des situations synoptiques. Il suffirait ensuite de confronter les deux typologies. Ce programme de recherche est incontestablement satisfaisant pour l'esprit scientifique, il suppose cependant la mise en oeuvre de moyens techniques et théoriques difficiles à réunir : traitement d'une multitude de données réclamant un ordinateur puissant si l'on veut faire une étude sur une longue période, adoption d'une méthode théorique d'analyse combinatoire de classifications.

(123) F. DURAND DASTES (1988) p. 1.

En attendant, la solution du problème posé se situe au niveau de la typologie des "situations synoptiques vraies". Si cette typologie est précise et limitée à une région aux aspects géographiques homogènes, l'identification entre une situation synoptique donnée et l'état de l'atmosphère se produit fréquemment, seuls certains paramètres numériques peuvent varier (ex. précipitations journalières provoquées par un même système cyclonique). L'on sait déjà, comment P. PEDELABOR-DE a illustré cette méthode.

En revanche, comme nous l'avons également souligné, l'étude se complique quand il s'agit de saisir la réalité quotidienne des principales nuances régionales d'un même domaine climatique. Dans ce cas, le chercheur a le choix entre deux approches de la notion de type de temps.

1°) Le temps qu'il fait : la climatologie "compréhensive"

Le principe de ce genre d'approche climatologique a été adopté pour la première fois par les géographes russes. Ainsi, Y.A. FELDMAN et L.A. TCHOUBOUKOV, dans une contribution aux Essais de Géographie (1956)⁽¹²⁴⁾, ont présenté les ambiances atmosphériques des différents milieux géographiques arides (déserts, oasis, semi-déserts) en fonction des fréquences d'un certain nombre d'états de l'atmosphère, selon une méthode mise au point par E.E. FEODOROV (1925)⁽¹²⁵⁾. Dans cette optique, les types de temps quotidiens sont alors caractérisés :

soit - par un seul facteur météorologique dominant dont la présence éclipse toutes les autres données météorologiques par son effet néfaste sur l'activité humaine ou sur les productions agricoles, exemple : les vents desséchants dont l'intensité est définie par le déficit de saturation.

soit - par une combinaison de phénomènes atmosphériques décrivant l'état du ciel : forte nébulosité sans

(124) Y.A. FELDMAN et L.A. TCHOUBOUKOV (219).

(125) Cité par R.G. BARRY et A.H. PERRY (21) p. 17.

pluie - forte nébulosité avec précipitations.

L'établissement de fréquences relatives en fonction du nombre de jours de chaque mois pour une période donnée permet ainsi de définir les "structures climatiques" régionales et locales qui ressortent sur les graphiques simples. Incontestablement, cette forme d'expression climatologique est évocatrice, elle permet de comparer plusieurs stations d'une façon plus précise que ne le font les combinaisons des valeurs moyennes mensuelles (courbes ombrothermiques de H. GAUSSEN). Ainsi, peut-elle être amenée à rendre d'importants services en bioclimatologie, et en particulier dans le domaine de la recherche appliquée.

En réalité, la méthode de description des climats exposée récemment par A. HUFTY⁽¹²⁶⁾ repose sur ces principes le géographe canadien combine astucieusement classes de températures et principaux états du ciel pour obtenir une classification de types de temps extrêmement concrets.

Toutefois, malgré son très grand intérêt, cette méthode globale présente quelques inconvénients qui en limitent sa portée. Son expansion à différentes régions d'une même zone (océanique des latitudes moyennes par ex.) exige l'adoption de critères rigoureusement identiques. Elle nécessite un dépouillement fort long et minutieux de longues séries quotidiennes qui ne sont pas toujours à la disposition des chercheurs. L'ordinateur lui-même sera-t-il toujours capable de traiter simultanément une multitude de données relatives à plusieurs stations ?

Dans le cas de séries complètes et détaillées, le choix de critères simples facilement abordables, entraîne une perte d'informations. Enfin, cette méthode permet seulement

(126) A. HUFTY (318).

une description, certes précise, mais une description tout de même qui a l'inconvénient de rendre incomplète la démarche géographique.

Il est donc nécessaire pour comprendre les variations climatiques de réaliser une analyse détaillée des effets régionaux de chaque type de situation synoptique.

2°) Les variations régionales des effets des situations synoptiques.

De fait, pour des régions voisines appartenant à un même domaine climatique, il n'est pas possible d'expliquer leurs différences par les seules hiérarchies de fréquences des situations synoptiques. Bien souvent, les écarts obtenus ne sont pas assez élevés pour que l'on puisse tirer des résultats significatifs. Ainsi, bien que les stations de La Corogne et de Saint-Sébastien soient suffisamment séparées pour permettre une interprétation valable des limites synoptiques, nous verrons (II^o partie, chapitre II-III) que les successions habituelles des situations synoptiques ne varient guère fondamentalement de la Galice au Pays Basque. Pourtant, à l'analyse, les différences des rythmes thermopluviométriques sont évidentes. Bien sûr, on arrive à percevoir de sensibles variations statistiques en ce qui concerne les situations en circulation méridienne pour ces régions situées à la même latitude. Il est certain que le volant pluviométrique qui s'établit entre ces régions de mars à avril, est associé au brusque changement de direction dominante des courants dépressionnaires : de SO, plus fréquentes en mars sur la Galice, de N, plus fréquentes en avril sur le Pays Basque. Toutefois, les différences fréquentielles d'une région à l'autre ne dépassent guère 5 à 7 % des jours de la période étudiée (1946-1965), c'est-à-dire des écarts de l'ordre de grandeur des erreurs admissibles dans toute expérience scientifique.

De plus, la distance à l'échelle des cartes synoptiques entre certaines régions climatiques voisines est trop petite pour réaliser des comptages différents. Entre la Galice septentrionale et le Minho, il s'avère difficile de faire deux études fréquentielles séparées. Si par interpolation on divise par deux les écarts statistiques entre la Corogne et Lisbonne pour en déduire la structure synoptique à Porto, on arrive à des différences minimales entre le Minho et la Galice des Rías Altas. Et pourtant, la dégradation des caractères du climat océanique tempéré est sensible dans le Portugal septentrional où règne un véritable climat de transition.

Dans ces conditions, on peut s'interroger sur l'utilité d'une analyse synoptique pour la compréhension des variations régionales du climat. P. ESTIENNE⁽¹²⁷⁾ la nie, particulièrement lorsqu'elle s'adresse à un ensemble montagneux comme le Massif Central, où "chaque type de temps se reflète de mille façons différentes". Certes, cet auteur qui d'ailleurs ne soulève pas l'ambiguïté entre la notion de type de temps et celle de situation synoptique, a raison de montrer que la documentation ne permet pas toujours d'apprécier l'évolution des masses d'air et des discontinuités frontales. Malheureusement à cet égard, les régions ibériques que nous avons étudiées ne sont guère plus riches que le Massif Central ; ce ne sont pas les seuls radiosondages de la Corogne qui permettent de préciser directement les conditions de circulation régionale au-dessus des autres régions littorales et des nombreux massifs montagneux intérieurs.

Toutefois aujourd'hui, la lecture des photographies de satellites peut fournir des renseignements sur la circulation aux échelles inférieures à l'échelle synoptique. Par exemple, la permanence de nuages sur des régions accidentées souligne l'entretien de phénomènes d'ascendance et de conver-

(127) P. ESTIENNE (212) p. 195.

gence, comme les météorologistes du Centre de Météorologie Spatiale de Lannion l'ont noté pour le Pays Basque. De plus, l'on connaît mieux maintenant les mécanismes généraux de la circulation à l'échelle d'une chaîne montagneuse et à l'échelle du versant. Les travaux théoriques de F. DEFANT⁽¹²⁸⁾ sur les vents locaux en montagne, de P. QUENEY⁽¹²⁹⁾ sur la déflexion horizontale d'un courant atmosphérique se heurtant à une barrière élevée comme la chaîne pyrénéo-cantabrique et les nombreuses études sur le föhn pour lesquelles les géographes ne sont pas en reste⁽¹³⁰⁾, font que l'on n'avance plus dans un domaine complètement inconnu. Tous ces mécanismes analysés, disséqués, sont repérables par leurs effets locaux et régionaux.

Or justement, à partir de la connaissance quotidienne de la répartition des pluies, des températures, dans le cadre de chaque type de situation homogène, il est possible de saisir les transformations de sa structure lors de son passage d'une région à l'autre. D'autre part, cette comparaison régionale permet de préciser le type de temps ou l'ensemble des types de temps qui apparaît régulièrement avec la même situation synoptique dans l'ensemble des régions affectées par celle-ci. Le type de temps qui se produit dans une région donnée est alors le résultat des rapports qui s'établissent entre la situation synoptique et les facteurs géographiques. Ainsi, la même expulsion polaire dans le secteur postérieur d'une dépression d'O entretient normalement dans le Minho un temps faiblement nuageux et un temps nuageux pluvieux sur la façade vascocantabrique.

Bien plus, en évaluant pour une longue période les lames d'eau apportées par chacune des situations, ou en déter-

(128) F. DEFANT (156).

(129) P. QUENEY (566).

(130) Cf. les recherches animées par A. PICARD (542) (543).

minant dans ce cadre synoptique les fréquences des intensités pluviométriques et des températures quotidiennes, l'on atteint sérieusement les causes des variations climatiques régionales. P. ESTIENNE reconnaît l'intérêt de cette démarche lorsqu'il esquisse une analyse régionale des effets des principaux régimes perturbés⁽¹³¹⁾. En comparant les cartes de précipitations journalières et celles des situations synoptiques, P. GARENC⁽¹³²⁾ met en évidence l'affaiblissement de l'activité pluviométrique des dépressions d'O au S de la Loire, affaiblissement qui contribue à expliquer la faible pluviosité bien connue de la façade atlantique vendéenne. Principalement, F. FLIRI pousse plus loin l'analyse et calcule, saison par saison, la part de chacune des Wetterlage sur la répartition spatiale des précipitations dans les Alpes du Tyrol⁽¹³³⁾. Enfin, plus récemment, A. H. PERRY⁽¹³⁴⁾ établit par la méthode de la "linkage analyse" des corrélations entre les indices synoptiques et la variation régionale des caractères climatiques en Angleterre. Aussi, R.G. BARRY et A.H. PERRY admettent ils que les analyses des effets des situations synoptiques constituent un complément à la climatologie dynamique et apportent leur contribution⁽¹³⁵⁾ à la prévision.

En somme, il s'agit de définir pour les principales régions climatiques le comportement des différentes situations de dégager celles justement dont les comportements sont les plus variables dans l'espace. Car, les variations régionales à l'intérieur d'un même domaine climatique résultent des modifications sensibles de l'action d'un certain nombre de situations synoptiques qui se renouvellent fréquemment. Il est nécessaire de montrer comment se font ces modifications, compte tenu des aspects géographiques. Par exemple, la présence de la chaîne pyrénéocantabrique exacerbe la variation des effets

(131) P. ESTIENNE (212) p. 198.

(132) P. GARENC (254).

(133) F. FLIRI (229).

(134) A.H. PERRY (535).

(135) R.G. BARRY et A.H. PERRY (21) p. 445.

pluviométriques des dépressions qui suivent des trajectoires méridiennes ; le maximum pluviométrique secondaire au Pays Basque est moins le résultat d'une fréquence légèrement plus élevée des dépressions venues directement du N que la conséquence de la forte intensité des pluies journalières provoquées par ces systèmes cycloniques.

Mais l'étude, région par région, des rapports qui s'établissent entre les situations synoptiques et les facteurs géographiques doit se faire également saison par saison. Si les données du relief restent inchangés, en revanche les données thermiques varient au cours de l'année et modifient l'activité des cellules synoptiques et plus particulièrement lorsque les régions ont une façade océanique comme le N et l'O de la Péninsule Ibérique. Or là, non seulement un volant thermique s'établit entre le continent et l'Atlantique, mais encore la répartition des gradients thermiques à la surface des eaux océaniques s'inverse au cours de l'année.

Dès lors, il n'est pas possible de saisir tous les rapports qui s'enchaînent entre les données de la circulation à l'échelle synoptique et les données géographiques régionales, ni surtout d'en extraire tous les aspects dialectiques. En effet, s'il apparaît évident que le relief peut être la cause des modifications profondes de la circulation synoptique, par contre les éléments de cette circulation constituent, par les phénomènes d'advection, des facteurs importants dans les bilans énergétiques qui simultanément agissent en retour sur les structures atmosphériques. Et encore faut-il tenir compte du fait, mis en évidence par P. QUENEY, que les échanges d'énergie transforment l'action du relief dans la mesure où celle-ci varie suivant les modifications régionales subies par les masses d'air allogènes. Nous retrouvons là le problème difficilement soluble de la climatologie dynamique, soulevé par E. N. LORENZ et qui suppose la mise au point d'équations ouvertes...

Néanmoins, l'étude minutieuse des éléments climatiques à l'intérieur des cadres synoptiques et durant les différentes périodes de l'année nous a permis de proposer une série d'explications à la diversité du domaine océanique de la Péninsule Ibérique.

CONCLUSION : LE PLAN DE L'ETUDE

De fait, cette diversité constitue le principal fil conducteur de notre thèse que nous traiterons en trois en grandes parties, selon les conceptions précédemment exposées.

La première partie, ORIGINALITE ET DIVERSITE DU DOMAINE OCEANIQUE, s'efforce de préciser les limites de ce domaine par l'extension spatiale d'un certain nombre de paramètres dont les valeurs différencient cet ensemble régional du domaine méditerranéen, mais aussi des autres "provinces" et domaines océaniques des latitudes moyennes. Toutefois, l'essentiel de cette étude fait ressortir de grandes variations dans l'espace et dans le temps des valeurs de principaux éléments climatiques pris séparément. Aussi les diverses combinaisons de ces différentes données analytiques aboutissent-elles à la mise en évidence de sous-ensembles régionaux inclus dans l'ensemble océanique délimité.

L'explication de cette diversité passe d'abord par une connaissance de la CIRCULATION ATMOSPHERIQUE DANS LES REGIONS ATLANTIQUES HUMIDES DE LA PENINSULE IBERIQUE qui est traitée dans la deuxième partie. Celle-ci propose à partir

d'une analyse des conditions de la circulation atmosphérique générale à l'échelle zonale et du fuseau méridien de l'Europe Occidentale, une classification des structures synoptiques. Cette typologie dont la précision repose sur les résultats d'une confrontation entre les données atmosphériques au sol et la nature des flux en altitude, comporte les situations atmosphériques homogènes sur des étendues de l'ordre de grandeur de l'aire ou du domaine, sans tenir compte des facteurs géographiques qui créent les conditions de circulation régionale. Ces dernières sont effectivement interprétées à partir de documents synoptiques et photographiques fournis par les satellites météorologiques, également sur la base des récentes explications théoriques.

Cette connaissance préalable des données de la circulation à l'échelle synoptique et à l'échelle régionale facilite alors dans une troisième partie l'étude des TYPES DE TEMPS OU EFFETS REGIONAUX DES SITUATIONS SYNOPTIQUES. Elle décrit et explique les états de l'atmosphère qui règnent dans les diverses régions incluses dans chaque situation synoptique. Cette longue analyse qui se développe également en fonction des saisons, peut paraître disproportionnée. Elle se justifie cependant par l'importance des résultats obtenus qui permettent de définir la nature réelle des différenciations régionales. Finalement, la connaissance de ces multiples effets synoptiques débouche sur un essai de classification génétique des climats océaniques de la Péninsule Ibérique.

Malgré les apparences, ce plan n'introduit pas une série d'études climatologiques séparées et ne cherche pas à opposer la méthode séparative à la méthode synthétique. Il résulte d'un raisonnement logique. Partant d'une première tentative de synthèse des données d'observations qui permet de poser les problèmes géographiques il aboutit à une nouvelle perception globale de l'ambiance atmosphérique régionale après une démarche analytique.

PREMIERE PARTIE

ORIGINALITE ET DIVERSITE DU DOMAINE OCEANIQUE
DE LA PENINSULE IBERIQUE

Nous savons déjà que, selon la classification de W. KÖPPEN, le climat humide tempéré de type Cfb règne dans la Péninsule Ibérique septentrionale⁽¹⁾. Plus exactement, l'ensemble régional que nous allons étudier est compris dans l'aire océanique, au sens donné par Ch. P. PEGUY⁽²⁾, de la façade occidentale de l'Europe. De nombreux auteurs, particulièrement des géographes français, ont cru voir dans les données climatiques de la Bretagne les caractéristiques fondamentales de ce climat océanique tempéré. De son côté A. GUILCHER pour qui cette région française a une position trop méridionale, préfère rechercher ces caractéristiques dans l'analyse des éléments climatiques des "rivages occidentaux et des terres septentrionales des Iles Britanniques"⁽³⁾. En réalité, existe-t-il vraiment un climat océanique tempéré typique dans cette partie du continent européen ?

Dans l'aire climatique qui s'étend de l'Espagne septentrionale au S de la Scandinavie et au N des Iles Britanniques, il se détache de grandes divisions spatiales dont l'originalité de l'ambiance atmosphérique est fonction des principales données géographiques. D'abord, la latitude se fait sentir à travers les bilans énergétiques et également par la position relative des éléments de la circulation atmosphérique zonale. Ensuite, le relief et le jeu saisonnier des conditions thermiques de la bordure océanique interviennent pour créer

(1) W. KÖPPEN (354) p. 338.

(2) Ch. P. PEGUY (526) p. 319.

(3) A. GUILCHER (285) p. 52.

des facteurs régionaux de circulation atmosphérique. Ce sont les grandes unités qui résultent des combinaisons de ces données géographiques, que nous désignons sous le terme de domaine, sachant bien que nous risquons d'introduire une certaine ambiguïté dans la nomenclature taxonomique. En effet, G. BERTRAND⁽⁴⁾ réserve le nom de domaine à une unité régionale plus petite, de l'ordre par exemple de la chaîne Cantabrique qui représente justement un des éléments de l'ensemble régional étudié. Mais, la hiérarchie des divisions spatiales de l'atmosphère est beaucoup plus complexe que celle des paysages naturels. Aussi, à moins de se contenter de la séparation peu précise entre région et sous-région, nous faut-il désigner par un vocabulaire précis les unités adoptées en matière de géographie climatique.

Le domaine océanique de la Péninsule Ibérique se définit par un ensemble de caractères originaux dus, en première approximation, à une position en latitude encore plus méridionale que celle de la Bretagne, à un relief montagneux ordonné selon plusieurs directions et à une forte variation des gradients thermiques des eaux océaniques bordières au cours de l'année. Ce domaine se subdivise à son tour en un grand nombre d'unités spatiales d'ordre de grandeurs inférieures.

Car, aux données fondamentales du domaine qui en font son originalité viennent s'ajouter des caractères variables en fonction des incidences des changements des facteurs géographiques sur l'évolution des structures synoptiques. Il en résulte des combinaisons, des associations qui créent les ambiances atmosphériques des provinces, suivant la terminologie adoptée déjà par P. PEDELABORDE dans sa thèse⁽⁵⁾. Chacune de ces provinces englobe les stations qui présentent des rythmes semblables en année moyenne et des variabilités quotidiennes, saisonnières, interannuelles quasiment identiques.

(4) G. BERTRAND op. cit.

(5) P. PEDELABORDE (512) p. 481.

Enfin sous l'influence des modifications de détail des facteurs géographiques, les données numériques des éléments du climat varient dans le cadre d'un même jeu de rythmes annuels et de variabilité interannuelle. Dès lors, la province apparaît comme un assemblage d'unités climatiques régionales. Ainsi, nous verrons que la province galicienne comporte les climats des régions littorales, ceux des plateaux intérieurs, ceux des massifs plus élevés ; autant de réalités climatiques qui ne peuvent s'insérer dans une classification théorique...

En définitive, le domaine océanique de l'Espagne et du Portugal se présente comme une mosaïque complexe de régions climatiques. La connaissance de celle-ci exige d'abord une approche purement analytique et descriptive qui fera l'objet de cette première partie. Sur la base de l'analyse des paramètres déduits des données d'observations, il sera précisé :

- 1°) Les données fondamentales des différents éléments du climat, communes aux régions septentrionales et occidentales de la Péninsule Ibérique, afin de délimiter le domaine océanique de cette partie de l'Europe.
- 2°) Les variations géographiques de ces éléments du climat à l'intérieur de ce domaine. D'où une définition des éléments essentiels de la mosaïque climatique à partir des principales combinaisons régionales des données analytiques.

C H A P I T R E I

=====

CARACTERES FONDAMENTAUX ET LIMITES DU DOMAINE OCEANIQUE

=====

Il s'agit de déterminer l'extension du domaine océanique dans le N du Portugal et de l'Espagne, du Minho au Pays Basque. Or, nous avons vu qu'à l'échelle régionale cet objectif est difficile à atteindre ; à cet égard, les solutions proposées sont loin d'être unanimes et satisfaisantes. En réalité, il faut définir un domaine océanique pur et dégager sur ses bordures les ensembles marginaux où les caractères océaniques sont encore nombreux. Pour celà, il est nécessaire de suivre deux démarches. D'abord, les caractères climatiques de ces régions doivent être précisés en soulignant leur originalité par rapport à ceux des autres régions de l'aire océanique. Ensuite, l'étude des inclusions et des intersections des surfaces occupées par ces différents caractères permet de délimiter l'ensemble purement océanique et les ensembles de transition à climat océanique dégradé.

I - LES CONDITIONS DE L'ETUDE DES ELEMENTS DU CLIMAT OCEANIQUE

DE LA PENINSULE IBERIQUE.

C'est en effet à partir d'une comparaison entre des cartes analytiques des éléments atmosphériques qu'il est possible de déterminer l'extension du domaine océanique et de ses formes de dégradation. Nous avons cherché à caractériser les ensembles climatiques en fonction de la présence ou de l'absence, dans une région, de certaines données numériques, celles-ci ayant été au préalable définies sur les différentes cartes analytiques. La détermination de ces éléments climatiques repose donc essentiellement sur l'interprétation des cartes.

A) L'ETABLISSEMENT DES CARTES ANALYTIQUES

Nous avons établi une série de cartes de plusieurs éléments de l'atmosphère, à différents moments de l'année moyenne. La lecture de ces documents offre donc une connaissance des variations dans l'espace et dans le temps des valeurs de température, d'insolation, de précipitations... De cette connaissance, il est alors possible de dégager les seuils, les limites qui enserrant les principales unités climatiques.

Evidemment, la question essentielle qui se pose est celle du choix de ces seuils, de ces limites. Deux solutions peuvent être adoptées. Une première solution que l'on pourrait qualifier d'écologique, consiste à tracer les limites climatiques en fonction de valeurs correspondant à des facteurs limitants. C'est dans cette optique que les variations des données thermiques ont été représentées sur la carte climatique détaillée de la France au 1/250 000⁽⁶⁾. Cette méthode suppose au préa-

(6) Ch. P. PEGUY (527).

lable une définition de ces facteurs limitants, une connaissance des rapports de répartition entre les données climatiques et la végétation naturelle. La deuxième solution est de nature cartographique et repose sur la notion de gradient. Les isarithmes sont d'abord tracées sur la carte, après que les valeurs qu'elles représentent, aient été classées en fonction d'une étude fréquentielle des données. Ensuite les seuils, les limites apparaissent lorsque des rapprochements de plusieurs isolignes indiquent l'existence de gradients élevés, c'est-à-dire la présence de discontinuités climatiques.

L'interprétation cartographique dégage ainsi un certain nombre de valeurs qui ont une signification géographique réelle. Mais, la portée des résultats obtenus dépend évidemment de conditions techniques qui s'offrent au chercheur. Dans une étude de climatologie, ces dernières sont imposées par la nature changeante du réseau de stations, par les caractères des séries d'observations fournies par ces dernières. Pour notre part, il a fallu trier entre plusieurs centaines de stations exploitées par les Services Météorologiques Nationaux, par les Services d'Hydrologie⁽⁷⁾ ou les Sociétés d'Hydroélectricité⁽⁸⁾, en fonction de la durée des observations, de la fiabilité de leurs données. Celle-ci a été surtout interprétée à partir d'aspects qualitatifs : régularité des mesures, enquêtes auprès des responsables du Service. Bien sûr, il aurait été nécessaire d'étudier avec plus de précision la représentativité des séries en réalisant un certain nombre de tests statistiques.

Ainsi, nous n'avons pas vérifié l'homogénéité des séries pluviométriques des différentes stations à partir de la méthode des courbes double-mass ou double-cumul. Cette méthode consiste à comparer la station à tester avec une station de référence dont on connaît la stabilité des conditions

(7) cf. les Sources. Ex. pour le Portugal - Servicos Hidraulicos.

(8) Ex pour l'Espagne - Electra Viesgo S.A.

techniques. On porte sur un graphique cartésien les points définis par les données cumulées d'une année sur l'autre, à partir d'une date de départ commune : en abscisses celles de la station de référence, en ordonnées celles de la station à tester. Si la courbe qui passe par ces points est une droite les données de la station testée sont homogènes et représentent une base sûre d'interprétation. Cette méthode de vérification est couramment utilisée pour l'élaboration de la carte climatique détaillée de la France. Elle a été illustrée par A. JANSAS CLAR dans une étude récente sur la détermination des régions de forte pluviosité dans l'Espagne Péninsulaire⁽⁹⁾. Toutefois, l'application de cette méthode suppose que les stations testées fournissent de longues séries statistiques et ne soient pas trop éloignées de la station de base. Aussi, dans les régions étudiées, l'éloignement des stations et le relief accidenté ne permettent pas d'affirmer qu'une modification d'allure de la courbe ne soit pas uniquement imputable à des changements dans les conditions d'exploitation. Nous verrons, en effet, que les rapports relief/circulation atmosphérique peuvent très bien varier d'une région à l'autre.

En dehors des principales stations procédant aux mesures météorologiques complètes et exploitées directement par les Services Météorologiques Nationaux, les stations pluviométriques fonctionnant régulièrement depuis plusieurs décennies sont rares. La faible densité du réseau de stations pour un ensemble régional aussi topographiquement accidenté rend impossible la réalisation de cartes d'étaillées à grande échelle. Nous nous sommes contentés d'établir des cartes analytiques à des échelles réduites, de l'ordre de 1/2 500 000. Seule la cartographie des schémas stationnels des régimes moyens et des régimes probables a été effectuée à l'échelle du 1/1 000 000.

(9) A. JANSAS CLAR (326) p. 183.

Il est certain que l'interprétation des limites sur la base des gradients est influencée par l'échelle de la carte. Cependant, les cartes analytiques à petite échelle suffisent largement pour mettre en évidence les problèmes essentiels. D'autant plus qu'il n'a pas toujours été facile, au début de nos recherches, de placer avec exactitude les différents types de stations. Pour l'Espagne, jusqu'en 1950, les tomes annuels des Résumés d'observations météorologiques comportaient une carte de localisation des stations, mais sans aucune indication du relief. Il a fallu attendre la fin de la décennie 60 pour avoir un document fournissant des renseignements précis sur les situations géographiques des stations pluviométriques et une carte topographique détaillée au 1/750 000 concernant les différents types de stations météorologiques. Ce dernier document englobe également les stations portugaises pour lesquelles nous n'avions pas de document officiel concernant les localisations de stations, si ce n'est la carte au 1/2 000 000 environ du réseau des postes pluviométriques de l'Anuario dos Serviços Hidráulicos. Or, malgré nos nombreux déplacements sur le terrain, il n'a guère été possible de vérifier les emplacements de toutes les stations.

Surtout, il a fallu faire un tri en fonction de la longueur des séries statistiques.

- B) LA PERIODE ETUDIEE ET LA VARIETE DES SERIES DE DONNEES

Les calculs des données moyennes ont été réalisés pour la période 1946-1965. Plusieurs raisons nous ont contraints à faire ce choix qui peut paraître très critiquable. Mais, c'est à partir de la fin de la décennie 1950 que le réseau de stations commence à s'étoffer en Espagne. Les circonstances politiques bien connues qui ont frappé ce pays interdisent toute étude climatologique détaillée pour la période 1931-1960. Les moyennes CLINO de cette période ont été calculées seulement

pour quelques stations de grands centres urbains et communiqué sous forme de tableaux ronéotypés par les Services Nationaux de la Météorologie de Madrid.

Bien sûr, nous possédons un document remarquable de la météorologie portugaise⁽¹⁰⁾ qui contient les normales 1931-1960 de nombreuses stations. Mais, il n'a pas été possible de limiter notre étude à l'analyse de ces normales. D'une part, la nécessité de comparer avec les stations espagnoles et l'accroissement du nombre des mesures pluviométriques, particulièrement dans la région montagneuse du Minho, exigeaient d'établir des moyennes dans le cadre d'une période plus récente. D'autre part, la durée nécessaire à la compilation et au traitement statistique des données ne nous permettait guère d'attendre les résultats des observations de la décennie 70.

Surtout, nous voulions avoir des données analytiques correspondant à la période pour laquelle nous désirions mener à bien une étude fréquentielle des situations synoptiques, dans le but de faire coïncider chronologiquement les données descriptives et les éléments d'explication. Or, il nous fallait bien limiter la durée de longs dépouillements des deux séries de cartes quotidiennes au niveau de la mer et à 500 mb.

Toutefois, nous avons pu compléter cette étude en année moyenne par une étude de la variabilité pluviométrique et thermique d'un grand nombre de stations dans la période délimitée par les années 1940-1970. Malheureusement, les délais de publication des données portugaises ne nous ont pas permis d'aller au-delà de 1969 pour le Portugal. En outre, de nombreuses stations n'ont pas été conservées jusqu'en 1969-1970, de sorte que "l'homogénéisation" des séries de données s'est révélée le plus souvent impossible. Par exemple, dans l'Espagne septentrionale, sur une sélection de 129 stations pour la

(10) O CLIMO DE PORTUGAL - Lisbonne 1970.

période 1940-1971, 16 offrent des séries de 20 à 21 ans, 15 de 22 à 23 ans, 21 de 24 à 25 ans, 13 de 26 à 27 ans, 18 de 28 à 29 ans et 46, soit 36 % des stations, de 30 à 31 ans. Au Portugal, le réseau des stations pluviométriques est en fait plus stable puisque, de 1941 à 1969, sur 80 stations sélectionnées ayant des séries supérieures à 20 ans, 62 stations, soit 78 %, ont fonctionné pendant toute la période, c'est-à-dire pendant les 29 ans !

En réalité, nous avons collecté et étudié les données de près de 300 stations pour l'ensemble du NO atlantique et des régions intérieures, compris dans le quadrilatère délimité par la façade atlantique, le Bassin de l'Ebre, les Sierras Centrales et l'Alemtejo. Finalement, au maximum, nous avons retenu 250 stations pour l'analyse des moyennes pluviométriques, et 233 stations pour le traitement statistique permettant une étude de la variabilité.

Pour rendre comparables les moyennes des stations étudiées, il a fallu ramener ces moyennes à une période commune de vingt ans. Pour cela, nous avons adopté la méthode exposée par A. ANGOT dans une des toutes premières études sur les régimes des pluies de la Péninsule Ibérique. C'est une méthode arithmétique simple qui consiste à multiplier les moyennes mensuelles de la série longue de la station de référence A par les rapports mensuels de la station B à la station A, rapports calculés pour la période courte commune aux deux séries d'observations. Plus exactement, l'auteur propose d'utiliser les rapports égalisés ; chaque rapport égalisé d'un mois étant égal à la moyenne du "rapport relatif à ce mois et de la demi-somme des rapports correspondant aux deux mois qui le précèdent et le suivent"⁽¹¹⁾.

Nous aurions pu ajuster les séries courtes par des méthodes statistiques plus précises reposant sur les corrélations

(11) A. ANGOT (10) p. 162-163.

mathématiques en calculant pour les périodes communes les droites de régression entre les données de la station de référence et les stations secondaires.

C'est à partir de ces calculs de corrélation linéaire que le météorologiste espagnol P. MATEO GONZALEZ a établi la carte de la pluviométrie annuelle des Asturies⁽¹²⁾. Mais, les calculs qui permettent de déterminer la fonction du premier degré, de la forme $y = ax + b$, entre deux stations sont nettement plus longs. Les moyens de calcul que nous possédions lorsque nous avons élaboré la carte des régions pluviothermiques étaient limités, et il n'était pas possible de réaliser ces calculs de corrélation pour tous les mois des différentes stations.

D'ailleurs, les méthodes statistiques aussi précises soient-elles ne peuvent entièrement supprimer les erreurs inhérentes aux conditions techniques des observations. Bien sûr, nous avons retrouvé les mêmes difficultés et les mêmes sources d'erreurs que P. ESTIENNE a décrites à propos de ses recherches sur le climat du Massif Central⁽¹³⁾ : arrêt pendant plusieurs années des mesures météorologiques dans certaines stations, lacunes de données mensuelles difficiles à combler, inerties différentes des appareils de même type qui rendent difficiles les comparaisons entre les stations. De plus, le long des régions littorales, les vents forts qui soufflent fréquemment, en particulier en période de temps perturbé, sont une nouvelle cause d'erreurs, car ils sont responsables des mesures pluviométriques déficitaires dans les stations côtières. C'est un fait bien connu que, dans ces stations, une partie de la pluie n'est pas recueillie par le pluviomètre. Mais quelle est la proportion de ces précipitations non enregistrées 10-20% davantage même ? Bien des choses ont été dites à ce sujet, mais

(12) P. MATEO GONZALEZ (431) p. 21-23.

(13) P. ESTIENNE (212) p. 12-13.

aucune solution définitive n'a été vraiment proposée⁽¹⁴⁾. J. PINA MANIQUE E ALBUQUERQUE⁽¹⁵⁾ a montré l'importance de ces erreurs de mesures le long des rivages atlantiques de la Péninsule. Pour améliorer nos connaissances, il a même envisagé de recalculer les précipitations côtières à partir de régressions linéaires entre le nombre annuel de jours de pluie et la moyenne pluviométrique non corrigée. Toutefois, la solution n'est pas exempte de pragmatisme et la recherche d'une corrélation linéaire entre deux paramètres dont les lois de distribution ne sont pas les mêmes est certainement critiquable sur le plan du raisonnement mathématique.

Quoi qu'il en soit des mesures pluviométriques déficitaires le long du littoral, il ne faut pas oublier que les vents forts doivent souffler fréquemment avec force sur les versants montagneux de la chaîne Cantabrique et des massifs proches de l'océan en Galice et dans le Minho. Or, dans ces régions, nous manquons de renseignements sur la nature des vents et nous risquons d'introduire d'autres erreurs en pratiquant des corrections arithmétiques a priori.

Aussi avons-nous préféré représenter les paramètres déduits directement des données d'observations, sachant bien dès lors que les valeurs cartographiques indiquent des ordres de grandeur qui peuvent souligner cependant les principales tendances du climat océanique de ces régions septentrionales de la Péninsule Ibérique.

(14) P. PEDELABORDE propose cependant pour les calculs de bilan hydrique de multiplier les pluies mensuelles d'hiver par le coefficient 1,2 (521).

(15) J. PINA MANIQUE E ALBUQUERQUE (550) p. 266.

II - LES CARACTERES CLIMATIQUES FONDAMENTAUX DES REGIONS SEP-
=====

TENTRIONALES DE LA PENINSULE IBERIQUE.
=====

Les régions septentrionales de l'Espagne et du Portugal, du Pays Basque au Minho, présentent effectivement les principaux traits du climat que l'on qualifie en général de "tempéré océanique". Ce climat des latitudes moyennes des façades occidentales des continents a été maintes fois décrit par les climatologues. L'on sait que sur la façade atlantique de l'Europe Occidentale, entre les parallèles 40° et 60°N, les principaux caractères de l'ambiance atmosphérique sont profondément marqués par l'environnement océanique. L'Atlantique atténue les variations thermiques quotidiennes et saisonnières alimente abondamment en vapeur d'eau les masses d'air qui, associées aux systèmes de circulation dépressionnaire, entretiennent des ciels très nuageux et des pluies abondantes. La faible résistance offerte par la vaste étendue océanique aux déplacements atmosphériques fait que les régions littorales sont soumises à des vents forts dont la fréquence élevée est pour A. GUILCHER un trait essentiel du climat océanique tempéré⁽¹⁶⁾.

Toutefois, du fait de la forte extension en latitude de l'aire océanique, les données quantitatives de ces traits varient sensiblement, contribuant à multiplier les divisions climatiques. Ainsi, de par leur position la plus méridionale, les régions océaniques de la Péninsule Ibérique présentent les caractères essentiels les plus originaux.

- A) DES REGIONS OCEANIQUES LES PLUS TEMPEREES DE L'HEMISPHERE

La nature tempérée des climats des façades occidentales des continents des latitudes moyennes soulève de nombreuses

(16) A. GUILCHER- op. cit.

discussions. A ce sujet, P. PAGNEY, citant G. VIERS et H. ENJALBERT, oppose deux conceptions fondamentales en cours chez les géographes ; la première ou "antinome" qui considère le tempéré comme le résultat d'un affrontement entre les influences thermiques polaires et les influences tropicales ; et la deuxième ou "isonome" pour laquelle le tempéré est défini par l'absence "de phénomènes excessifs"⁽¹⁷⁾. Finalement, P. PAGNEY, lui-même, semble adopter une notion de "tempéré" qui "évoque moins l'égalité que la confrontation entre le froid et le chaud"⁽¹⁸⁾.

Cette conception est certainement valable à l'échelle zonale. Il ne faut pas oublier cependant deux éléments : d'une part, que les "chaleurs tropicales" et les "froids polaires" ont une fréquence peu élevée aux latitudes moyennes, et, d'autre part, que certaines données géographiques et synoptiques, comme nous le verrons, sont capables d'atténuer et de modifier les influences thermiques extrêmes. Tempéré est également synonyme de doux, c'est-à-dire agréable à supporter. Justement, la première originalité des régions littorales et sublittorales de la façade atlantique ibérique réside dans l'absence de facteur limitant d'origine thermique ; pas de période froide, un été présentant des conditions de bien-être thermique.

1°) L'absence d'hiver froid.

De fait, les stations échelonnées le long de la côte atlantique du Pays Basque au Minho sont loin de connaître des hivers rigoureux. Les valeurs normales de la période 1931-1960 aussi bien que les moyennes calculées pour la période plus récente 1944-1969 (Tab I) indiquent que les trois mois les moins chauds -décembre, janvier, février ont des températures

(17) P. PAGNEY (495) p. 6, G.VIERS (712) p. 108.

(18) P. PAGNEY (497) p. 43.

A) Stations océaniques ibériques - 1944-1969 -

	Maximums moyens (Minimums moyens)			Quintile inf. maxi Quintile sup. maxi			Quintile inf. mini Quintile sup. mini			Ecart-type maxi		
	D	J	F	D	J	F	D	J	F	D	J	F
FUENTARRABIA	11,9	<u>11,2</u>	11,7	10,2	9,7	<u>8,9</u>	3,6	2,4	<u>2,2</u>	0,8	1,8	<u>3,3</u>
	5,2	<u>3,9</u>	4,4	13,6	<u>12,7</u>	14,5	6,6	<u>5,4</u>	6,6			
S. SEBASTIAN	10,4	<u>10,0</u>	10,6	8,8	8,8	<u>8,1</u>	4,5	3,8	<u>3,0</u>	1,85	1,46	<u>2,89</u>
	6,0	<u>6,1</u>	5,2	11,9	<u>11,2</u>	13,0	7,5	<u>6,4</u>	7,4			
SANTANDER	12,5	<u>11,8</u>	12,2	11,3	10,8	<u>10,1</u>	6,5	5,4	<u>4,9</u>	1,5	1,2	<u>2,4</u>
	7,6	6,6	<u>6,5</u>	13,9	<u>12,9</u>	14,3	8,8	<u>7,7</u>	8,9			
GIJON	13,2	<u>12,5</u>	12,8	12,0	11,5	<u>10,9</u>	6,1	<u>5,1</u>	5,2	1,4	1,2	<u>2,2</u>
	7,1	6,2	<u>6,5</u>	14,4	<u>13,5</u>	14,6	8,7	<u>7,3</u>	7,7			
CASTROPOL	12,4	<u>12,2</u>	12,3	11,2	<u>10,2</u>	10,5	5,3	4,8	<u>4,2</u>	1,4	1,2	<u>2,1</u>
	6,4	<u>5,3</u>	5,6	13,6	13,3	14,2	7,5	<u>6,6</u>	7,0			
LA COROGNE	13,2	<u>12,9</u>	<u>12,9</u>	12,1	12,2	<u>11,5</u>	6,8	5,9	<u>5,7</u>	1,2	0,8	<u>1,6</u>
	7,8	7,0	<u>6,9</u>	14,2	<u>13,6</u>	14,3	8,9	<u>8,1</u>	8,2			
VIGO	13,9	<u>13,5</u>	14,0	12,7	<u>12,6</u>	12,7	6,2	<u>5,5</u>	<u>5,5</u>	1,3	1,1	<u>1,5</u>
	7,4	<u>6,8</u>	6,9	15,0	<u>14,5</u>	15,3	8,6	<u>8,1</u>	8,2			
ANCORA	14,2	<u>13,8</u>	14,1	13,2	<u>12,6</u>	12,7	6,0	<u>5,1</u>	<u>5,1</u>	1,32	1,4	<u>1,6</u>
	7,3	6,6	6,7	15,4	<u>14,9</u>	15,4	8,7	8,2	<u>8,2</u>			
PORTO	13,7	<u>13,5</u>	14,1	12,8	<u>12,6</u>	12,7	4,1	<u>3,2</u>	3,6	1,10	1,1	<u>1,6</u>
	5,6	<u>4,8</u>	5,3	14,7	<u>14,4</u>	15,4	7,0	<u>6,5</u>	7,0			

B) Stations du Domaine méditerranéen intérieur de la Péninsule
1944-1969

LOGRONO AGNCIL- LO	9,7	<u>8,8</u>	11,1	8,5	<u>7,3</u>	8,9	1,9	<u>0,3</u>	0,9	1,4	1,8	<u>2,6</u>
	3,1	<u>1,7</u>	2,2	10,9	<u>10,4</u>	13,3	<u>4,4</u>	<u>3,1</u>	3,6			
LEON	7,3	<u>6,7</u>	8,6	6,2	<u>5,4</u>	6,8	-1,9	- <u>2,9</u>	-2,1	1,3	1,5	<u>2,2</u>
	-0,6	<u>-1,4</u>	-0,7	8,4	<u>8,0</u>	10,4	0,8	<u>0,3</u>	0,7			
CASTELO BRANCO	11,8	<u>11,6</u>	12,9	10,8	<u>10,4</u>	11,5	3,8	<u>3,3</u>	4,1	1,1	1,4	<u>1,6</u>
	5,0	<u>4,5</u>	5,4	12,7	<u>12,8</u>	14,3	6,2	<u>5,6</u>	6,6			

C) Stations océaniques de la Bretagne (O. de la France) 1946-1970

ILE DE BREHAT	9,8	8,8	<u>8,7</u>	8,9	7,5	<u>6,9</u>	4,9	3,6	<u>2,8</u>	1,1	1,6	<u>2,1</u>
	6,0	4,8	<u>4,3</u>	10,8	<u>10,1</u>	10,5	7,2	5,9	<u>5,8</u>			
BREST GUIPAVAS	9,5	8,6	<u>8,6</u>	8,4	7,4	<u>7,0</u>	3,2	2,6	<u>1,4</u>	1,3	1,4	<u>1,9</u>
	4,5	3,7	<u>3,2</u>	10,6	<u>9,7</u>	10,2	5,8	<u>4,8</u>	5,0			
BANGOR BELLE ILE	10,2	9,0	<u>8,9</u>	9,1	7,7	<u>7,4</u>	4,9	<u>3,0</u>	2,3	1,4	1,6	<u>1,7</u>
	6,4	4,9	<u>4,4</u>	11,4	10,4	<u>10,3</u>	7,9	6,7	<u>6,5</u>			

Tab. I - Les températures moyennes mensuelles hivernales - Les valeurs thermiques les plus basses sont soulignées.

moyennes qui oscillent entre 9 et 10°C. Seules les stations littorales du fond du Golfe de Gascogne, Fuentarrabía -S. Sebastián-Igueldo, enregistrent des moyennes plus faibles de l'ordre de 8°.

Bien sûr, l'on peut discuter sur la signification réelle de ces températures et sur la notion de froid. Or, il semble bien que la marge entre le doux et le froid sensible, entre la période végétative et la saison morte, se situe dans la classe des températures moyennes mensuelles : 7-10°. Plus précis, Ch. P. PEGUY, s'appuyant sur les travaux du forestier français J. PARDE⁽¹⁹⁾ à propos de la définition climatique du mois actif, qualifie de "froid" le mois dont la température est inférieure à 7°C. Sur la base de ce critère, les régions côtières de la façade septentrionale et occidentale de la Péninsule ne connaissent aucun mois froid, contrairement à certaines îles de la Bretagne réputées pour leurs hivers doux (Bréhat, Belle-Isle).

Il y a plus, les températures minimales ne sont jamais bien basses. Nulle part, le long de ces régions côtières ibériques, la température minimale du mois le plus froid, le "m" de L. EMBERGER ne descend au-dessous de la limite 3° admise parfois pour séparer les hivers frais des hivers doux. Même, mises à part les quelques stations basques, les quintiles inférieurs des minimums ne se situent pas au-dessous de 4°. En général, le quintile inférieur des minimums se situe en février, seul critère thermique soulignant l'influence retardatrice de l'océan. Car ici, contrairement à ce qui se passe sur les côtes bretonnes, l'influence maritime directe ne se traduit pas par un retard des moyennes thermiques mensuelles. Il semble plutôt que ces décalages thermiques soient liés à des phénomènes advectifs dûs à la circulation. L'action de l'océan se marque principalement par l'atténuation du refroi-

(19) Ch. P. PEGUY (526) p. 291.

dissement hivernal, par le rôle positif sur les bilans thermiques comme le prouve la comparaison entre les données des stations littorales et celles de l'intérieur de la Péninsule (Logroño-León). C'est là, que nous saisissons l'influence modératrice de l'océan dans les latitudes moyennes.

Sur les cartes de températures moyennes du mois de janvier, nous voyons que les régions littorales aux hivers doux se détachent, nettement délimitées vers l'intérieur par l'isotherme 9° (carte hors-texte n°2). Cette bande côtière, de 10 à 20 kilomètres de large, suivant les conditions du relief intérieur, s'étend vers l'O et le S, depuis le Cap Punta Galea situé au NO de Bilbao. En réalité, ce n'est qu'à partir du Cap Carvoeiro que la température augmente sensiblement pour se maintenir entre 11 et 12° le long des rivages de l'Algarve, de l'Andalousie et du Levant espagnol, comme le montre l'étude détaillée de H. LAUTENSACH⁽²⁰⁾.

Enfin, la clémence de l'hiver apparaît également sur la carte du nombre de jours de gelées (h.t. n°6) qui met en évidence la rareté des températures minimales inférieures à 0° : 10 jours à peine le long du littoral vascocantabrique et encore moins le long de la façade occidentale. Là, aux extrémités des caps rocheux, aux débouchés des rías abritées, les gelées deviennent un phénomène exceptionnel comme sur les côtes du Levant méditerranéen.

2°) Le bien-être thermique en été

l'originalité thermique des régions littorales atlantiques s'affirme également en été. Pendant les deux mois les plus chauds, juillet-août, les régions forment, du Pays Basque au N de Lisbonne, une bande de terre homogène définie par des moyennes mensuelles comprises entre 18 et 20° (carte hors-texte

(20) H. LAUTENSACH (375) p. 91.

de juillet n°3). Ces régions maritimes se détachent nettement des régions littorales méditerranéennes dont les moyennes mensuelles des températures du mois d'août se situent dans la classe 24-26° selon H. LAUTENSACH⁽²¹⁾. Toutefois, la façade océanique de la Péninsule est nettement plus tiède que les autres régions maritimes de l'Europe. La comparaison avec quelques stations littorales ou sublittorales de la Bretagne est significative à cet égard. A part les régions de la bordure du Golfe du Morbihan où la température doit dépasser 18°, si l'on tient compte des données de Carnac, partout ailleurs sur la côte de la presqu'île armoricaine la température oscille de 16 à 18°, soit en moyenne, deux degrés de moins par rapport aux côtes ibériques.

Les différences se détachent plus nettement à l'analyse des valeurs des extrêmes thermiques. Alors que les moyennes des maximums les plus élevés dépassent rarement 20° le long du littoral breton, sauf toujours sur la côte du Morbihan, le M de L. EMBERGER est supérieur à 22° dans presque toutes les régions océaniques de la Péninsule. Cependant, à la différence de l'hiver, les températures augmentent sensiblement vers le S dans les régions plus abritées (Vigo) et les régions sublittorales (Porto), tandis que les conditions thermiques semblent s'unifier tout le long des littoraux au contact du grand large. Ainsi, la station d'Ançora, sur la côte même du Minho, a des données de température qui sont fort proches de celles de la Corogne. En revanche, il n'existe guère de différence thermique cette fois, entre le Pays Basque et la Galice septentrionale. Bien plus, il semblerait plutôt que les régions vascocantabriques enregistrent en permanence des températures moyennes minimales plus élevées. Il est vrai, comme nous le verrons, que les eaux océaniques de surface dans le fond du golfe de Gascogne sont relativement plus chaudes et qu'elles contribuent à ralentir le refroidissement nocturne. C'est que, pendant l'été, l'influence adoucissante et retardatrice sur le

(21) H. LAUTENSACH (375) p. 95.

A) Stations océaniques ibériques - 1944-1969

	Maximums moyens Minimums moyens			Quintile inf. maxi Quintile sup. mini			Quintile inf. mini Quintile sup. mini			Ecart-type maxi		
	Jt	A	S	Jt	A	S	Jt	A	S	Jt	A	S
FUENTARRABIA	23,0	<u>23,4</u>	22,6	22,0	<u>22,4</u>	21,3	14,3	<u>14,3</u>	13,0	1,2	1,2	<u>1,6</u>
	15,0	<u>15,3</u>	14,1	24,1	<u>24,3</u>	24,0	15,8	<u>16,2</u>	15,2			
S. SEBASTIAN - IGUELDO	21,5	<u>22,0</u>	21,1	20,6	<u>21,1</u>	19,7	14,6	<u>15,0</u>	13,8	1,1	1,1	<u>1,6</u>
	15,4	<u>15,8</u>	14,8	22,4	<u>22,9</u>	22,4	16,2	<u>16,6</u>	15,9			
SANTANDER	21,5	<u>22,2</u>	21,3	20,6	<u>21,3</u>	20,2	15,5	<u>15,3</u>	14,2	1,0	1,1	<u>1,3</u>
	16,0	<u>16,2</u>	15,2	22,3	<u>23,1</u>	22,4	16,7	<u>17,1</u>	16,3			
GIJON	22,1	<u>22,6</u>	21,4	21,5	<u>21,9</u>	20,6	15,8	<u>15,9</u>	14,2	0,6	0,8	<u>1,0</u>
	16,4	<u>16,5</u>	15,1	22,7	<u>23,3</u>	22,3	17,1	<u>17,1</u>	16,0			
CASTROPOL	22,0	<u>22,6</u>	21,5	21,2	<u>21,6</u>	20,2	14,0	14,2	13,3	0,9	1,2	<u>1,5</u>
	14,9	15,1	14,2	22,8	<u>23,6</u>	22,8	15,8	15,9	15,1			
LA COROGNE	21,8	<u>22,4</u>	21,3	20,9	<u>21,5</u>	20,4	14,3	<u>14,5</u>	13,6	0,9	1,1	<u>1,1</u>
	14,8	<u>15,1</u>	14,3	22,6	<u>23,3</u>	22,3	15,3	<u>15,7</u>	15,0			
VIGO	<u>24,3</u>	24,0	22,6	<u>23,0</u>	22,6	21,4	<u>14,6</u>	14,5	13,6	1,6	<u>1,5</u>	1,4
	<u>15,4</u>	15,3	14,5	<u>25,5</u>	25,4	23,7	16,2	<u>16,3</u>	15,5			
ANÇORA	<u>22,7</u>	22,6	21,6	<u>21,8</u>	21,4	20,7	13,9	<u>14,0</u>	13,1	1,1	<u>1,6</u>	1,1
	<u>14,7</u>	14,6	14,1	<u>23,7</u>	24,0	22,5	15,5	<u>15,4</u>	13,4			
PORTO	24,9	<u>25,1</u>	23,7	<u>23,8</u>	23,7	22,6	14,0	15,8	12,7	1,2	<u>1,6</u>	1,3
	<u>14,7</u>	14,6	13,5	25,9	<u>26,4</u>	24,8	15,5	15,4	14,5			

B) Stations du domaine méditerranéen intérieur de la Péninsule
1944-1969

LOGRONO-AGONCILLO	29,4	28,6	25,1	27,8	27,2	23,5	14,1	14,3	11,7	1,9	1,6	<u>2,0</u>
	15,2	15,1	13,1	31,0	29,9	26,8	16,2	15,9	14,4			
LEON	27,9	27,1	23,1	26,3	25,3	21,5	10,6	10,3	8,5	1,7	1,8	<u>1,9</u>
	11,5	11,3	9,5	29,8	28,5	24,7	12,4	12,3	10,6			
CASTELO BRANCO	31,6	31,1	27,2	30,5	29,7	25,7	17,0	16,6	14,8	1,3	1,6	<u>1,8</u>
	18,0	17,7	15,9	32,7	32,4	28,7	19,0	18,9	16,9			

C) Stations océaniques de la Bretagne (O. de la France)
1946-1970

ILE DE BREHAT	19,6	<u>20,1</u>	18,8	18,3	<u>18,7</u>	17,7	13,2	<u>13,5</u>	12,5	1,5	<u>1,6</u>	1,4
	13,7	<u>14,2</u>	13,6	20,9	<u>21,5</u>	20,1	14,2	<u>14,9</u>	14,8			
BREST-GUIPAVAS	19,3	<u>19,6</u>	18,3	<u>18,2</u>	18,1	16,9	11,6	<u>11,9</u>	10,7	1,4	<u>1,7</u>	1,6
	12,1	<u>12,4</u>	11,6	20,6	<u>21,1</u>	19,7	12,5	<u>13,0</u>	12,6			
BANGOR-BELLE-ILE	20,7	20,6	19,3	19,2	19,2	18,1	13,7	14,1	13,0	1,4	1,8	1,9
	14,3	14,6	13,9	22,1	21,8	20,5	14,9	15,2	14,8			

Tab. II - Les températures moyennes du trimestre le plus chaud (Jt - sept.). Les valeurs les plus élevées sont soulignées.

régime thermique est nettement plus sensible, comme tend à le suggérer le fait que les valeurs les plus élevées des paramètres retenus apparaissent en août dans toutes les régions. En tout cas, l'action océanique est certainement à l'origine des plus fortes oppositions thermiques qui s'établissent avec les régions intérieures voisines. Incontestablement, la comparaison avec ces régions confirme l'absence du caractère excessif des températures estivales des régions océaniques. Bien plus, ces conditions thermiques sont toujours très favorables à l'homme.

La réalité thermique estivale devient en effet plus concrète si l'on analyse les températures en tenant compte de la notion d'optimum thermique ou de confort thermique.

Les limites de ce confort ressenti par l'homme dépendent des combinaisons entre les températures et la tension de la vapeur d'eau contenue par l'atmosphère (humidité), mais en première approximation, ces limites peuvent être fixées par les températures seulement. A cet égard, de nombreuses recherches ont été entreprises dans le but de réaliser une approche plus concrète de la climatologie touristique. Ainsi, récemment, des études se sont efforcées de déterminer les critères thermiques du bien-être au niveau des températures maximales qui agissent le plus, semble-t-il, sur la régulation thermique de l'homme. R. HEURTIER, après avoir fait une étude récapitulative des essais de définitions du confort optimal, situe la température acceptable entre 19°5 et 29°4 C⁽²²⁾. De son côté, J.P. BESANCENOT⁽²³⁾ s'appuyant sur des données physiologiques fixe les seuils du bien-être thermique entre la température maximale 18° au-dessous de laquelle débute "la lutte de l'organisme contre le refroidissement" et celle de 33° "véritable seuil de discontinuité au-delà duquel l'organisme a tendance à s'échauffer et à ne plus pouvoir évacuer ses

(22) R. HEURTIER (303) p. 92.

(23) J.P. BESANCENOT (45) p. 3.

calories en excès". Dès lors, dans les régions océaniques de la Péninsule Ibérique, les températures maximales remplissent presque tous les jours du trimestre juillet-septembre les conditions de bien-être thermique. Déjà, l'analyse de la variabilité des moyennes mensuelles des températures maximales nous en donne une idée. En effet, la distribution de leurs valeurs mensuelles est gaussienne comme celle des valeurs quotidiennes et les paramètres de dispersion qui en découlent ne sont guère différents. Lorsque l'on sait que, selon des propriétés de la distribution de Gauss, 95 % des données sont comprises entre $\bar{x} - 2\sigma$ et $\bar{x} + 2\sigma$, σ étant l'écart type et $\bar{x}$ la moyenne, on n'est pas très loin de la vérité en affirmant que 9 jours sur 10, pendant tout le trimestre juillet-septembre, enregistrent des températures maximales comprises entre 18° et 33° dans toutes les régions océaniques de la Péninsule Ibérique. D'ailleurs, l'analyse fréquentielle des températures maximales quotidiennes (fig.1-9) confirme cette hypothèse en montrant que plus de 90 % des observations de ce type de température sont comprises entre 18 et 28° aussi bien à S. SEBASTIAN-IGUELDO, qu'à SANTANDER, qu'à La Corogne et à Porto. Par contre, la proportion de ces températures confortables diminue sensiblement dans les domaines climatiques voisins ; 10 à 20% des jours connaissent des températures maximales supérieures à 33°C dans les régions méditerranéennes limitrophes en juillet et en août, tandis que dans les stations océaniques réputées tempérées (Bréhat, Brest) les valeurs des quintiles inférieurs des maximums moyens suggèrent que près de 20 % des jours enregistrent des températures maximales qui ne dépassent pas le seuil inférieur du bien-être thermique.

Par suite, les différences thermiques entre les saisons extrêmes sont limitées dans les régions côtières de la façade atlantique.

3°) Des rythmes annuels peu contrastés.

L'atténuation des contrastes saisonniers résultent effectivement de la combinaison favorable d'un hiver à peine frais durant lequel la moyenne thermique du mois le moins chaud est définie par la relation $8^{\circ} < T < 10^{\circ}$ et d'un été aux rares chaleurs insupportables, avec un mois le plus chaud dont la moyenne est comprise entre 18 et 20° . Dès lors, de toute la façade européenne, ce sont les régions océaniques de la Péninsule Ibérique qui connaissent les amplitudes thermiques les plus faibles. En valeurs absolues, l'écart entre la moyenne mensuelle du mois le plus chaud et celle du mois le plus froid dépasse rarement 10° sur toute la bordure littorale, comme le confirme la carte des amplitudes établie par H. LAUTENSACH⁽²⁴⁾. Cet auteur a cartographié pour toute la Péninsule les amplitudes réduites au niveau de la mer qui ne diffèrent guère des amplitudes vraies pour les stations littorales. Toutes, à part celles du Pays Basque, présentent des amplitudes qui sont comprises entre 8° et 10° et qui descendent même au-dessous de 7° sur les pointes avancées dans l'océan comme les caps Carvoeiro, da Roca et S. Vincent au S du Portugal.

En Europe Occidentale, seules les régions littorales et sublittorales de l'Irlande (Valentia) et quelques îles océaniques à l'O de la Bretagne connaissent des amplitudes de cet ordre de grandeur. Mais, ce n'est vraiment que sur la façade pacifique des Etats-Unis que l'on rencontre, dans la bande des latitudes moyennes, des régions côtières caractérisées par des amplitudes annuelles dont les valeurs sont encore plus faibles ; à Eureka, 40° , $48'$ de latitude N, 24 m d'altitude⁽²⁵⁾, l'écart entre la moyenne thermique mensuelle la plus élevée et la moyenne la plus basse dépasse à peine 5° . Toutefois, on ne peut considérer cette région littorale pacifique comme plus tempérée que la façade du NO de la Péninsule Ibérique

(24) H. LAUTENSACH (375) p. 96.

(25) World Weather Records - 1951-1960 vol. I, p. 306.

car la faible amplitude de la station d'Euréka est liée principalement aux faibles valeurs des moyennes mensuelles de l'été : inférieures à 14° en juillet et août !

Autrement dit, l'été de cette région pacifique est encore plus frais que le printemps et l'automne de son homologue du S.O. de l'Europe. L'analyse des cartes des températures moyennes de mai et d'octobre (cartes h. t. n° 4 et 5) met en évidence cet aspect. En effet, dans les régions océaniques de cette partie de l'Europe, l'ambiance thermique douce se prolonge durant une partie des saisons intermédiaires ; en mai, la moyenne mensuelle fluctue entre 14°, 15° ; en octobre entre 15° et 16°, assez proche de la fourchette thermique des étés des autres "finistèrres" européens.

Ainsi, quelle qu'en soit la série de causes, le caractère nettement tempéré du climat océanique des régions du N.O. de la Péninsule Ibérique s'impose comme une réalité climatique de première importance. D'ailleurs, les travaux de P. BAILEY corroborent ce point de vue. De fait, appliquant une formule mathématique à partir d'une étude fréquentielle des écarts de températures horaires à la valeur de référence 14°, le géographe américain place la Galice et le Minho dans les régions "super-tempérées" au même titre que les terres tempérées des Massifs Andins, la Tasmanie et la Nouvelle Zélande (26).

Cependant, il faut insister beaucoup plus sur la durée de la douceur de l'ambiance thermique que sur l'atténuation des variations thermiques selon la conception "isonome" du climat tempéré. Bien sûr, les critères du bien-être thermique quotidiens ne sont assurés que pendant les mois les plus chauds. Mais, en réalité, la saison qui remplit les conditions générales d'optimum thermique s'étale sur quatre

(26) P. BAILEY (12) p. 529

mois au moins ; sur toutes ces régions océaniques ibériques, de juin à septembre, la température moyenne mensuelle dépasse 16°C. Or, c'est cette valeur qui avait été retenue par M. SORRE comme seuil inférieur de l'optimum thermique mensuel, parce que le "jeu des mécanismes thermogénétiques" luttant contre le froid commencent à intervenir au-dessous de cette température (27). Il y a plus, l'ambiance thermique de ces régions littorales du N.O. de la Péninsule correspondrait à l'ambiance moyenne de la planète. De fait, citant B. HAURWITZ et J. AUSTIN, P. BAILEY souligne que la valeur 14°, qu'il a retenue comme valeur de référence pour réaliser son étude des climats tempérés, représente la moyenne thermique annuelle de la surface de la terre (28). Or justement, les régions littorales du Pays Basque au Minho connaissent au moins six mois, de mai à octobre, dont la température moyenne mensuelle est égale ou supérieure à 14°. Enfin, la moyenne annuelle de la plupart des stations de ces régions est fort proche de la moyenne générale du globe : 13°,6 à Gijon et à Castropol, 13°9 à Santander, 14°,0 à la Corogne, 14°,5 à Ançora et Porto.

Les plus tempérées de l'Europe Occidentale, ces régions océaniques au S.O. de l'Europe sont également parmi les plus arrosées.

- B) DES REGIONS OCEANIQUES PARMI LES PLUS ARROSSEES DE LA

FACADE EUROPEENNE.

Comme les autres régions océaniques tempérées, ces régions ibériques sont réputées humides. Le voisinage de l'Océan, le déferlement en permanence des masses d'air maritime chargé de vapeur d'eau se traduisent évidemment par une humidité relative élevée tout le long de l'année et par une

(27) M. SORRE (649) p. 27-28

(28) P. BAILEY (12) p. 529

forte nébulosité qui diminue la durée de l'ensoleillement. Jusque-là, rien d'original en-dehors de quelques données numériques caractéristiques. En fait, l'originalité résulte dans la forte pluviosité de l'ensemble de ce domaine océanique, les volumes pluviométriques moyens atteignent, ici, des valeurs maximales. Bien sûr, la présence d'un relief élevé explique les abats pluviométriques plus importants que dans les autres régions océaniques de la façade atlantique que dans les autres régions océaniques de la façade atlantique de l'Europe, Bretagne et Eire, dont on connaît cependant très mal la pluviométrie des sommets. Mais, il semble bien qu'il faille aller en Islande, dans le N des Iles Britanniques et en Norvège pour trouver sur les versants exposés au flux humide des précipitations annuelles supérieures à celles que reçoivent les versants occidentaux des massifs élevés du Minho.

1°) Un climat humide et peu ensoleillé.

La carte annuelle de l'humidité relative (carte hors texte n° 7) présente l'intérêt de dégager clairement une donnée numérique du domaine océanique. Incontestablement, l'humidité relative se répartit en fonction de la distance par rapport à l'océan. Ainsi, les régions soumises à l'influence océanique se détachent avec une humidité relative supérieure à 70 % et même à 80 % le long du littoral atlantique, tandis que l'humidité ne dépasse guère 70 % sur les côtes méditerranéennes et tombe au-dessous de 60 % dans les régions les plus abritées de la Meseta.

En réalité, compte tenu de l'augmentation de la température, c'est en été que la tension de la vapeur est la plus élevée. Car, pendant les mois chauds, comme août, l'humidité relative reste toujours élevée dans les régions océaniques (fig. 1). C'est même pendant la saison chaude

que les régions océaniques s'opposent le plus fortement aux régions intérieures de la Péninsule où l'humidité peut s'abaisser au-dessous de 50 %. En revanche, la carte de décembre souligne que l'humidité relative est élevée dans les régions intérieures et que les montagnes cantabriques noyées fréquemment dans les nuées océaniques doivent enregistrer un maximum élevé d'humidité relative en hiver.

De la même façon, les régions océaniques sont nettement isolées sur la carte de l'insolation annuelle (carte hors texte n° 8). Cette fois, les variations régionales sont relativement plus importantes, mais les régions vascocantabriques, la Galice septentrionale et les régions élevées du Minho forment un ensemble où l'insolation varie entre 1600 h et 1800 h. Ces régions sont donc, comme la Bretagne, mis à part le Golfe du Morbihan, médiocrement ensoleillées. En année moyenne, le soleil brille à peine une heure sur deux ; rares sont les mois caractérisés par un rapport d'ensoleillement supérieure à 50 % ; du Pays Basque à la Corogne, trois mois seulement entrent dans cette catégorie. Cependant, vers le S., à partir de Vigo, le nombre des mois convenablement ensoleillés augmente sensiblement pour atteindre 10 dans la région de Porto.

En définitive, fortes humidité et nébulosité sont étroitement associées à l'abondante pluviosité qui caractérise également ce domaine.

2°) La forte pluviosité annuelle.

La pluviosité constitue le critère de différenciation régionale le plus évident de la Péninsule Ibérique. Depuis les travaux d'A. ANGOT (1893), l'on sait que la façade atlantique, des Pyrénées à l'Algarve, se détache comme un croissant de pluviosité supérieure à 600 mm (29). Toutefois, le domaine océanique, l'Ibérie humide ne se confond pas avec cet ensemble géographique recevant plus de 600 mm, comme le proposait

(29) A. ANGOT (10) carte hors texte.

J. BRUNHES (1902) (30).

C'est que, depuis A. ANGOT, notre connaissance sur la pluviosité dans la Péninsule Ibérique s'est sensiblement améliorée. D'importants progrès ont été réalisés, surtout en ce qui concerne les régions montagneuses où les précipitations annuelles sont nettement plus élevées que 1500 mm, limite inférieure des régions les plus arrosées que le météorologue français limitait aux Pyrénées Basques, aux Rías Bajas galiciennes et à la Serra da Estrêla. S'appuyant sur l'accroissement des observations à la limite du XIX et XX^e siècle, P. GONZALEZ QUIJANO (1946) a pu présenter la première carte détaillée de la pluviométrie ibérique. Celle-ci mettait en évidence des régions montagneuses très arrosées recevant plus de 2 m d'eau en année moyenne comme les massifs intérieurs du S. de la Galice, Serras de Suido et de Faro, les Serras du Minho. Toutefois, la carte restait encore bien imprécise à propos de nombreuses régions ; l'homogénéité des moyennes pluviométriques englobant à la fois les plateaux moyens (200 à 400 m) et les sierras orientales (S. de Ancares) de la Galice soulignait l'existence d'une documentation certainement incomplète (31). En réalité, il faut attendre la publication des travaux de H. LAUTENSACH (1951) sur la répartition des précipitations dans la Péninsule Ibérique pour posséder un document plus proche des réalités géographiques.

Fallait-il pour autant se contenter de travailler sur ce dernier document pour souligner les problèmes essentiels ? La carte des précipitations annuelles au 1/1 500 000 de LAUTENSACH apparaît effectivement plus détaillée que celle de GONZALEZ QUIJANO en ce qui concerne les régions montagneuses. Mais au sujet de la pluviométrie des régions littorales de la Galice, elle n'apporte pas de réponses plus satisfaisantes que ne le fait la carte de la pluviosité annuelle publiée par le Service Météorologique National et commentée

(30) J. BRUNHES (94) p. 27;

(31) P. GONZALEZ QUIJANO (275), cf p. 497-498 l'irrégularité des données.

par H. GAUSSEN (1958). De fait avec le botaniste français on peut se demander si la Cap Finisterre est vraiment la région côtière la plus arrosée, surtout lorsque l'on sait que les moyennes de la période 1931-1960 sont du même ordre de grandeur au Cap Finisterre et à la Corogne (32). Et pour quoi l'arrière pays de la ría de Corcubion, plateau de 4 à 500 m (M. Pedras Rubias) serait-il plus pluvieux que les horsts élevés qui séparent les Rías Bajas, comme la Sierra granitique de Barbanza dominant de plus de 600 m (33) la ría de Muros et celle de Arosa ?

A partir de telles réflexions, il nous a semblé nécessaire d'élaborer une carte détaillée des précipitations annuelles du NO de la Péninsule Ibérique en utilisant des séries d'observations plus récentes dans le cadre de la période 1946-1965 et correspondant à un réseau plus dense de stations pluviométriques. De la lecture de cette carte (document hors texte n° 9), il ressort un certain nombre de faits intéressants.

D'abord, d'énormes volumes d'eau s'abattent sur l'ensemble de cette façade atlantique et plus particulièrement sur les massifs montagneux limitrophes. Evidemment, certaines régions côtières de la Galice, ría de Betanzos par exemple, et des Asturies, Cap Peñas à l'O de Gijon semblent recevoir moins de 1000 mm en moyenne par an. Mais, en général, de Fuentarrabía à Figueira da Foz, les précipitations annuelles restent nettement supérieures à 1000 mm, voire à 1250 mm ; même, à l'est de la ría de Vivero dans la Galice septentrionale où H. LAUTENSACH plaçait une étroite bande de précipitations inférieures à 700 mm. Il est certain que tout ce littoral ibérique reçoit en année moyenne des tranches d'eau plus épaisses que celles mesurées sur les côtes de la Bretagne où, très souvent les totaux pluviométriques moyens annuels descen-

(32) H. LAUTENSACH (372) H. GAUSSEN (260) p. 352, A. LINES ESCARDO (392) p. 215.

(33) H. NONN (485) p. 275.

dent au-dessous de 800 mm. En réalité, sur la façade ibérique, les précipitations augmentent très fortement dans les massifs montagneux. Les versants montagneux du Minho, de la Galice, du Pays Basque, exposés aux vents humides sont parmi les plus arrosés de l'Europe Occidentale. Nombreux sont les massifs qui reçoivent au-dessus de 5 à 600 m plus de 2000 mm, voire plus de 2500 mm. Les records sont enregistrés sur les versants exposés au SO. des montagnes septentrionales du Minho, Serra do Gerez, Serra do Soajo ; au-delà de 800 à 1000 m les moyennes dépassent certainement 3000 mm ! Or, ces totaux sont du même ordre de grandeur que celui des pluies annuelles étudiées par P. FLATRES en Irlande dans le Galway et le Kerry (34) ou celui des pluies cartographiées par A. GUILCHER (35) en certains points limités de l'Ecosse et de la Norvège. En fait, il faut aller jusqu'en Islande pour trouver des pluies plus abondantes et couvrant de plus vastes espaces au-dessous de 1000 m, comme dans le massif du Glacier du Vatna (36).

Le deuxième fait : fondamental réside dans le rapprochement accentué des isohyètes à partir de 800 mm. Au-dessous de cette valeur les isohyètes sont plus espacées, les données plus dispersées ; selon la remarque de H. LAUTENSACH (37), rares sont les stations dans le domaine de sécheresse estivale dont les précipitations sont comprises entre 700 et 800 mm. Ainsi, l'isohyète 800 mm semble mieux séparer l'Ibérie Océanique de l'Ibérie Méditerranéenne. Elle suit la base des versants castillans des Monts Cantabriques et des Monts de Léon, délimite vers l'O le bassin peu pluvieux de l'Alto Douro, marque une limite climatique dans le Portugal Central. Enfin, elle correspond en gros à la limite de la bruyère cendrée (*Erica Cinerea*), espèce subatlantique (38).

(34) P. FLATRES (229) p. 26 - Toutefois, des séries d'observations récentes dans certaines régions accidentées du SO de l'Irlande tendraient à montrer que des moyennes supérieures à 3 m d'eau par an apparaîtraient à des altitudes plus basses de l'ordre de 400 à 500 m, comme dans le bassin versant du Cummeragh dans le Kerry, selon des renseignements fournis par J.P. MARCHAND.

(35) A. GUILCHER (287) p. 68-70.

(36) Carte 27a de l'Atlas climatique de l'Europe - OMM UNESCO

(37) H. LAUTENSACH (372) p. 150.

(38) P. DUPONT (186) p. 198.

L'ensemble océanique ibérique est donc bien inclus dans l'ensemble des pluies supérieures à 800 mm.

Ce domaine climatique est par conséquent plus pluvieux que la Bretagne où bien des régions reçoivent moins de 800 mm de pluie. Bien sûr, comme nous venons de le voir, le caractère montagneux de l'arrière pays limitrophe explique cette supériorité du NO. de la Péninsule Ibérique et se traduit par l'accroissement en général de l'intensité des précipitations. Ce fait est tout simplement suggéré par le nombre de jours de précipitations. Celui-ci est en effet moins élevé dans les régions océaniques de la Péninsule qu'en Bretagne. La carte (n° 10) du nombre de jours de précipitations supérieures à 0,1 mm montre en effet que ce nombre ne doit pas dépasser 200, même sur les plus hauts sommets des hauteurs basques, des chaînes cantabriques et des massifs de la Galice et du Minho, tandis que les observations effectuées dans la Bretagne Occidentale suggèrent que ce seuil est largement dépassé dans les Monts d'Arrée (station de Brennilis).

Par contre, au niveau de la Péninsule tout entière, le domaine océanique se détache plus nettement encore que sur la carte des précipitations moyennes annuelles. L'opposition est claire entre les régions situées de part et d'autre de l'isoline 120 ; au-dessus un accroissement rapide selon l'altitude et la latitude (comme de Porto au Cap Vares), au-dessous de faibles variations géographiques non seulement sur les plateaux intérieurs de la Meseta mais encore dans les régions accidentées de la bordure méditerranéenne. On peut donc retenir ici, comme deuxième caractère pluviométrique du domaine océanique, le nombre de jours de précipitations supérieures à 120, ou plus exactement l'on peut conclure que le domaine océanique ibérique est inclus dans l'ensemble défini par des nombres de jours de précipitations supérieurs à 120.

Mais, l'homogénéité du domaine océanique s'atténue sensiblement lorsque l'on analyse les proportions des jours pluvieux recevant plus de 10 mm (carte hors texte n° 11). Cette proportion le long de certaines côtes atlantiques n'est guère plus élevée que celle des côtes méditerranéennes (15 à 19 %) et même inférieure à celle des régions basses de l'Andalousie. Cette analyse statistique sommaire traduit bien le fait bien connu que les épisodes pluvieux sont moins intenses dans les régions océaniques que dans les régions méditerranéennes. Toutefois, il est nécessaire de préciser cette notion d'intensité pluviométrique. Nous avons déjà indiqué que nous n'avons pas pu effectuer une étude généralisée de l'intensité des averses unitaires ou des épisodes pluvieux et que nous nous étions limités à une étude fréquentielle des précipitations recueillies en 24 heures qui ne coïncident pas forcément avec des épisodes pluvieux continus. Toutefois, pour l'Espagne nous possédons une analyse statistique des précipitations maximales effectuée par F. ELIAS (39). Ainsi, la carte des précipitations maximales en 1 heure pour une période de récurrence de 10 ans montre que, si les plus fortes concentrations pluviométriques se situent bien le long des littoraux méditerranéens, plus de 80 mm/h au SE de Valence et au N d'Ibiza, certaines régions atlantiques sur le versant N des Cantabriques (région de Villacarriedo et vallée du Nervión, en aval de Bilbao) connaissent des averses horaires plus intenses et plus fréquentes que des régions méditerranéennes (Costa Brava, Costa del Sol). Bien plus, il ne semble pas que les épisodes pluvieux intenses et durables soient limités au domaine méditerranéen, comme le pense G. VIERS (40). Il faudrait peut-être aller plus loin dans le renoncement des "poncifs classiques" en nuancant les analyses régionales, car s'il est vrai que la place des pluies journalières de faible intensité est importante dans les stations côtières des régions océaniques, en revanche l'intensité pluviométrique augmente rapidement dans

(39) F. ELIAS (198) carte hors texte n° 6

(40) G. VIERS (712) p. 117

l'intérieur de ces régions en fonction de l'altitude. Sur la carte de F. ELIAS qui représente les précipitations maximales en 24 heures avec une période de récurrence de 5 ans, les plateaux exposés au S de la Galice dominant les Rías Bajas se situent dans les classes les plus élevées, au même titre que les régions méditerranéennes enregistrant des précipitations journalières maximales. D'ailleurs, sur les versants exposés des Massifs du Minho, les journées de précipitations abondantes supérieures à 200 mm ont une période de retour de l'ordre de 10 ans. De fait, une étude statistique des précipitations maximales recueillies chaque année en 24 heures met en évidence cette donnée. A partir des données de la station de Leonte, de 1940 à 1969, nous obtenons pour les versants S.O. de la Serra do Gerez entre 800 et 1000, 180 mm/24 h pour une période de retour de 5 ans et 210 pour une période de retour de 10 ans, c'est-à-dire des valeurs nettement supérieures à celles des régions littorales méditerranéennes où les données correspondantes sont 150 et 180. En revanche, le long du littoral du Minho, l'analyse des pluies journalières maximales de la station côtière d'Ançora aboutit aux données suivantes : 60 mm et 80 mm. Est-ce à dire que nous avons affaire à une différence importante concernant la géographie des climats ? Les épisodes pluvieux intenses et durables se localiseraient principalement sur les côtes, et même sur les côtes basses (Valence) dans les régions méditerranéennes, tandis que, dans les régions océaniques, ce type de précipitations se produirait en revanche sur les versants exposés des massifs montagneux, en arrière des littoraux. Mais, F. ELIAS a-t-il eu à sa disposition des observations de stations sur les montagnes dominant la Méditerranée ? Il faudrait multiplier des analyses dans des conditions topographiques rigoureusement comparables.

Enfin, ces précipitations abondantes des régions océaniques sont très inégalement réparties au cours de l'année.

3°) Des régimes pluviométriques contrastés.

A propos du climat de la Bretagne, G. VIERS a insisté sur le fait que, "contrairement à une opinion trop répandue" (41), les pluies ne sont pas régulièrement réparties au cours de l'année. Ce caractère est encore plus évident dans les régions océaniques de la Péninsule Ibérique où les régimes pluviométriques présentent d'importantes variations saisonnières. De fait, les écarts pluviométriques moyens entre les mois peu arrosés et les mois pluvieux sont plus forts que ne le pensait M. SORRE (42). Ainsi, le rapport de la moyenne pluviométrique la plus forte à la plus faible est de l'ordre 4 à 5 dans la Galice septentrionale (la Corogne, St Jacques de Compostelle) et dans les Cantabriques Occidentales. Vers l'Est, il tend à diminuer pour se maintenir cependant entre 2 et 3. Mais, il augmente rapidement vers le Sud : plus de 6 à Vigo, 8 à 9 à Porto et atteint un maximum de 10 dans les stations les plus élevées Leonte, Caramulo.

Dans tout le domaine océanique, à l'Ouest et au NO de la Péninsule Ibérique, le contraste saisonnier est étroitement lié à l'affaîsissement sensible des précipitations pendant la saison chaude. Partout le mois de juillet enregistre les plus faibles précipitations, comme dans le reste du domaine méditerranéen intérieur. Mais à l'inverse de ce qui se passe dans celui-ci, les précipitations commencent à nouveau à augmenter à partir du mois d'août. En réalité, cette reprise des pluies au mois d'août n'est pas régulière ; le fait que certaines années, près d'une sur trois, les pluies sont inférieures à celles de juillet, apparaît sur les graphiques des régimes probables à la Corogne (43) avec un quartile inférieur du mois d'août plus faible que celui de juillet (fig 1-2a). Ce fort tassement pluviométrique peut donc être interprété comme le résultat de l'influence méditerranéenne. En tous cas, il permet à la façade atlantique Ibérique de se rattacher

(41) G. VIERS (712) p. 110

(42) M. SORRE (650) p. 173

(43) CH. P. PEGUY (526) p. 220-222 - Esposé de la méthode d'interprétation de la variabilité des précipitations mensuelles.

comme la façade pacifique du N.O. des Etats-Unis (cf le régime d'Eureka fig. 1-2b) et la Bretagne, à l'ensemble géographique de faible pluviosité estivale qui s'oppose à la plus grande partie de l'hémisphère N pour laquelle l'été est la saison la plus pluvieuse (44). En particulier, le contraste avec les rythmes pluviométriques des stations des façades orientales des continents, à latitudes égales, ressort avec évidence de la comparaison entre des régimes probables de Nemuro (Yokkaïdo) et de Block-Island, dans le S de la Nouvelle Angleterre (fig. 1-2).

Mais, les régimes pluviométriques des régions océaniques ibériques sont également originaux par rapport aux régimes des autres régions océaniques de l'Europe Occidentale. Surtout, il existe un déphasage entre les rythmes pluviométriques de la façade atlantique de la Péninsule et ceux de l'Europe océanique du N.O. En effet, pour ces régions, A. GUILCHER (45) a particulièrement insisté sur le fait que le mois le moins pluvieux en Irlande, en Ecosse se produit au printemps et non en été. Cette précocité du minimum pluviométrique se détache nettement sur le graphique des régimes probables de Valentia où les valeurs caractéristiques déciles, quantiles, médiane sont les plus faibles au mois de mai et non plus en juillet comme à la Corogne, Eureka (fig. 1-2b).

Avec la Bretagne où les pluies les plus faibles en année moyenne se produisent également au début de l'été, et principalement en juillet, les différences sont plus subtiles. Elles n'en deviennent pas moins très importantes. Ainsi de l'analyse globale des différentes cartes de précipitations moyennes mensuelles, il apparaît plusieurs données fondamentales. Compte tenu des éléments topographiques, il ressort que le N.O. de la Péninsule Ibérique :

(44) F. DURAND DASTES (187) p. 127

(45) A. GUILCHER (285) p. 55 - P. FLATRES (229) p. 31

- reçoit en automne et en hiver des précipitations du même ordre de grandeur que celles enregistrées en Bretagne ; en décembre, les mêmes tranches pluviométriques sont représentées dans la Galice septentrionale et dans la Bretagne accidentée du Finistère.
- est nettement plus pluvieux au printemps que la. presque île armoricaine (46), comme le met en évidence la carte des pluies moyennes du mois d'avril.
- est, en revanche, beaucoup moins arrosé en été au cours duquel la Bretagne connaît effectivement un affaiblissement pluviométrique moins sensible.

De tous ces faits, il faut retenir que la donnée climatique commune aux régions océaniques de la Péninsule Ibérique et même à toutes les régions de la façade atlantique européenne réside dans l'abondance des précipitations durant le semestre automne-hiver. Par opposition, les différences de rythmes pluviométriques entre toutes ces régions se situent à l'intérieur du semestre axé sur le solstice d'été. Nous verrons que c'est à ce niveau que les éléments de diversité régionale du domaine océanique ibérique sont les plus marqués.

En attendant, le problème essentiel que nous pouvons déjà souligner ici est celui posé par la nature réelle du contraste des rythmes pluviométriques dans les régions océaniques des "finisterres" de l'Europe de l'O et du S.O. Est-il lié à une diminution sensible du nombre des épisodes pluvieux ou plutôt à un brusque affaiblissement de l'intensité de ces épisodes également répartis au cours de l'année ?

Une première réponse est fournie par l'étude des variations du nombre mensuel moyen de jours de précipitations. Incontestablement, la comparaison entre l'un des mois le plus

(46) J. MOUNIER (456) p. 265

arrosé, décembre (fig. 1-4b) et le mois le moins pluvieux, juillet (fig. 1-4f) met en évidence une chute généralisée de la fréquence des jours pluvieux du Minho au Pays Basque, de la Galice à la Bretagne. Ce fait commun à toute la façade S.O. de l'Europe résulte forcément des variations saisonnières de la circulation atmosphérique, de la diminution en été de la fréquence des situations synoptiques capables de provoquer des précipitations, c'est-à-dire, comme nous le verrons dans la deuxième partie, de la fréquence des systèmes cycloniques.

Mais, la variation fréquentielle de ces systèmes ne doit pas être la seule cause. Parallèlement, il se produit un affaiblissement de l'activité des situations synoptiques responsables d'épisodes pluvieux journaliers. De fait, le taux d'accroissement du nombre de jours pluvieux du début de l'été au début de l'hiver est moins élevé que celui de l'accroissement des volumes pluviométriques. Le rapport des précipitations du mois de décembre à celles du mois de juillet est nettement plus élevé, deux fois plus généralement, que le rapport des nombres de jours de pluie de ces mêmes mois. Aussi, le rapport des volumes pluviométriques est de 6 à la Corogne, 3 à Santander tandis que le rapport du nombre de jours pluvieux pour ces stations est de 3 et 1,5 seulement. De plus, dans le Pays Basque le nombre moyen de jours pluvieux est aussi plus élevé en juillet que pendant les mois arrosés de la fin de l'été et du début de l'automne (fig. 1-4a-h). Toutes ces données montrent bien l'importance des variations saisonnières des intensités pluviométriques. Ces variations sont mieux soulignées par des régimes pluviométriques décomposés en "apports d'intensités données" selon une méthode qui a déjà été expérimentée par ailleurs. Les résultats déjà obtenus ont permis de dégager quelques traits saisonniers intéressants des pluies dans les régions océaniques et les régions méditerranéennes (47). Ils confirment effectivement la diminution sensible des apports

(47) CH. P. PEGUY et J. MOUNIER (530) p. 718-719

due aux fortes intensités en été; la proportion beaucoup plus élevée des lames d'eau alimentées par les fortes pluies journalières pendant les saisons intermédiaires, particulièrement au début de l'automne dans les régions méditerranéennes.

Car, dans ces régions, la sécheresse estivale est due à la fois à une forte diminution de l'intensité des pluies journalières, mais également à une diminution sensible de la fréquence des jours pluvieux. Dès lors, les oppositions entre les régions océaniques et celles du domaine méditerranéen intérieur tendent à se renforcer en été. Un nouveau coup d'oeil sur les cartes des jours de pluie de décembre et de juillet renforce cette idée ; entre la Galice septentrionale et la Vieille Castille le rapport du nombre mensuel des jours pluvieux passe de 2 à 3, du mois de décembre au mois de juillet.

Cependant, dans ces régions océaniques ibériques, le creux estival des régimes pluviométriques peut être considéré comme un véritable caractère méditerranéen qui peut provoquer l'extension d'une réelle sécheresse climatique.

- C) DES REGIONS OCEANQUES OU LA SECHERESSE N'EST PAS EXCLUE.

Une simple diminution des totaux pluviométriques mensuels pendant la saison chaude ne correspond pas forcément à l'apparition d'une sécheresse dont les conséquences naturelles et économiques sont capitales. Car, la sécheresse ne peut se définir que par rapport aux besoins du tapis végétal et des plantes cultivées. Elle apparaît effectivement lorsque ces besoins ne sont pas satisfaits et que le manque d'eau place le végétal dans un état de flétrissement durable, capable de provoquer des dégâts irréversibles dans le système biologique de la plante.

Cette délimitation de la période difficile pour la plante est désormais facilement déterminée par le calcul du bilan hydrique. Dans l'introduction, nous avons insisté sur l'importance méthodologique du bilan hydrique qui nous apparaît comme la démarche la plus importante d'une étude descriptive de l'environnement climatique. Le bilan hydrique présente en effet un double intérêt pratique et théorique ; pratique parce qu'il peut proposer des solutions précises aux inconvénients de la sécheresse, évaluation numérique de l'irrigation par exemple, théorique parce qu'il permet de déterminer, de fixer des seuils climatiques simples au-dessous desquels un mois peut être considéré comme sec.

1°) Les principales démarches du bilan hydrique.

Les démarches de la méthode du bilan hydrique ont été élaborées par C. W. THORNTHWAITE dès 1948 (48) et sont désormais bien connues pour être employées couramment. Or, bien que la première édition du précis de climatologie de CH. P. PEGUY (1961) ait consacré une large place au problème du bilan de l'eau, la méthode a difficilement pénétré dans les sciences géographiques. Non seulement de nombreuses études récentes concernant les données climatiques des activités agraires ignorent totalement l'importance des résultats apportés par les bilans hydriques, mais encore bien des climatologues eux-mêmes, ne voient pas toujours l'intérêt de ces bilans et se contentent d'en mentionner l'existence. Pourtant l'établissement des bilans hydriques est devenu pratique courante dans les milieux agronomiques et la carte climatique détaillée de la France s'efforce d'en répandre l'usage.

De fait, le bilan hydrique permet d'évaluer les quantités d'eau qui manquent au tapis végétal pour satisfaire les besoins créés par les exigences climatiques. Il débouche en effet sur le calcul de la déficience de l'évaporation qui est la différence entre les quantités d'eau que les plantes devraient

(48) C.W. THORNTHWAITE (682)

dépenser pour faire face justement à leurs besoins et les quantités d'eau que ces plantes utilisent réellement, compte tenu des ressources mises à leur disposition. Plus précisément, ce manque d'eau est l'écart entre l'évapotranspiration potentielle, ETP, et l'évapotranspiration réelle, ETR, entre deux termes que l'on peut facilement quantifier depuis les travaux de C. W. THORNTHWAITE. Pour ce dernier, ETP représente effectivement les quantités d'eau évaporées par la végétation si celle-ci couvre entièrement le sol et est régulièrement alimentée en eau afin de combler les besoins imposés par le climat. ETP peut donc, en dernière analyse, être considérée comme le "pouvoir évaporant de l'atmosphère" ou comme les dépenses idéales du tapis végétal dont le développement suit une courbe maximale. De son côté, ETR correspond à la quantité d'eau que la plante peut absorber à partir du sol et, quantitativement, elle se définit de deux façons en fonction des rapports ETP/P. En saison pluvieuse, les précipitations sont supérieures à, ETP ; $P > ETP$; l'eau en abondance permet : 1) à la plante de satisfaire ses besoins, d'où $ETR = ETP$, 2) d'alimenter les réserves utiles du sol, RU, et le ruissellement sous toutes ses formes. Mais, lorsque les précipitations diminuent et deviennent inférieures à ETP, $P < ETP$, ETR ne peut dépasser le volume d'eau disponible dans le sol qui est égal aux pluies du moment augmentées des quantités puisées dans les réserves utiles du sol.

$$ETR = P + d \text{ RU},$$

d RU étant la partie prise sur les réserves utiles durant la période étudiée.

Les principales périodes du bilan hydrique ressortent clairement sur des graphiques qui représentent les valeurs mensuelles de P ; ETP, ETR et de RU (fig. 1 -5). L'intérêt de cette vision globale du bilan de l'eau est évident.

Bien sûr, les données numériques de ce bilan varient en fonction des solutions apportées aux problèmes posés par

l'évaluation des deux termes ETP et RU dont les mesures directes se maintiennent au niveau expérimental et ne peuvent être facilement généralisées. Il est certain que les méthodes numériques proposées au chercheur sont seulement des solutions d'approches qui ne tiennent pas compte de certaines inconnues, comme les modifications de la demande du tapis végétal en fonction des espèces et de leurs activités biologiques. Néanmoins, les techniques de calcul adoptées couramment aujourd'hui permettent de donner une vision globale du bilan de l'eau, soit en année moyenne, soit au cours des différentes années hydrologiques, d'où l'on peut délimiter la période sèche et sa variabilité interannuelle.

Les méthodes analytiques qui aboutissent aux évaluations de ETP sont multiples, mais elles sont trop bien connues aujourd'hui pour détailler ici les formules mathématiques et les enchaînements opérationnels que nécessitent leurs résolutions. De nombreuses mises au point récentes réalisées par des géographes comme P. PEDELABORDE (1968) ou par les météorologues constituent désormais de précieux recueils des principales techniques de calcul de ETP. Ainsi, mis à part la formule proposée par H. PENMAN qui "résulte d'une démonstration rigoureuse" mais exige de nombreuses mesures rarement effectuées par les stations d'observations (49) (radiation nette, tension de la vapeur d'eau, vent) dans des conditions comparables, le calcul de ETP est facilement réalisable grâce aux formules de C.W. THORNTHWAITE et de L. TURC. Le premier propose une expression empirique simplifiée qui fait intervenir la température seulement, le second introduit en plus la radiation globale dont le calcul approché est obtenu à partir du rapport d'insolation. Il est certain que pour les régions de faible nébulosité et de vents forts comme les régions de climat à caractères méditerranéens dominants, les résultats obtenus selon ces différentes formules sont fort différents. Les calculs effectués par les agronomes espagnols

(49) P. PEDELABORDE (521) p. 8

F. ELIAS et R. GIMENEZ (1965) (50) soulignent d'importants écarts en année moyenne pour la station de Léon et même pendant le printemps et le début de l'été à la Corogne ; en revanche, les différences s'atténuent dans les régions à plus forte nébulosité, là où la radiation solaire globale diminue, comme le confirment les données à Santander (fig. 1 -5A).

Quoi qu'il en soit, la méthode retenue dépend des données disponibles par le réseau de stations. Ainsi, pour permettre des comparaisons régionales plus nombreuses et réaliser des études fréquentielles sur de longues séries d'observations, plus de vingt ans, nous avons retenu la méthode de C. M. THORNTHWAITE qui suppose comme seul dénominateur commun la température.

D'ailleurs, ce qu'il importe de connaître en définitive c'est la déficience de l'évaporation DE après avoir évalué ETR. Or, nous venons de voir que celle-ci est fonction de la tranche d'eau puisée sur les réserves du sol, d RU. Cette donnée implique évidemment l'évaluation de RU et la mise en équation de l'épuisement de cette dernière valeur. C'est la première inconnue qui est la plus variable puisqu'elle dépend d'un grand nombre de paramètres pédologiques (granulométrie, porosité et épaisseur du sol) et biologiques (épaisseur du système racinaire de la plante). En laboratoire, l'on peut calculer RU à l'échelle de la parcelle, du champ, connaissant la capacité de rétention (CR) et le point flétrissement permanent (PFP)

$$RU = CR - PFP \quad (51)$$

(50) F. ELIAS et R. GIMENEZ (199)

(51) Plus précisément, $RU = p \times d \times (CR - PFP)$ - S. HENIN, R. GRAS, G. MONNIER (299) p. 73 ; où p est la profondeur du sol exprimée en dcm, d : la densité apparente au sol. CR et PFP exprimées en % à partir d'une série de manipulations expérimentales. Ainsi à chaque stade d'humidité du sol, CR ou PFP, l'échantillon pédologique est soumis dans les appareils de laboratoire à une pression qui tend à équilibrer le potentiel capillaire, ou force qui retient l'eau dans le sol, = 320 gr/cm² au niveau de CR pour sols argilo limoneux - 1600 g/cm² pour le point de flétrissement permanent. Les quantités d'eau excédentaires qui sont retenues par des pressions plus faibles sont extraites du sol. Ainsi, l'excédent par rapport au CR est exprimé de l'échantillon que l'on soumet à un accroissement de la pression de l'azote (320 gr/cm²) à l'intérieure de l'appareil à plaque poreuse. Ensuite l'échantillon contenant le volume d'eau correspondant au CR est pesé (P) puis soumis à l'action de l'évaporation dans une étuve à 105° et, une fois asséché, pesé à nouveau (P'). CR est alors égale en % à $\frac{P - P'}{P} \times 100$. Pour le PFP, on suit les mêmes opér-

tions, mais en soumettant au départ l'échantillon à la pression de 16 kg/cm², dans l'appareil à membrane de Richard.

T MOYEN 11966/1967		0 N D J F M A M J J A S											
		15.2	10.5	10.6	9.9	10.2	11.8	11.7	13.1	16.5	17.9	18.3	17.4
ETP	60.	31.	30.	29.	30.	46.	49.	65.	90.	102.	105.	79.	
P -ETP	106.	128.	24.	84.	29.	3.	35.	76.	83.	93.	80.	13.	

T MOYEN 11967/1968		0 N D J F M A M J J A S											
		15.8	11.9	9.6	10.2	10.3	10.6	11.0	13.5	16.7	18.6	18.9	17.6
ETP	63.	36.	26.	30.	30.	39.	45.	67.	91.	107.	110.	80.	
P -ETP	23.	187.	77.	24.	58.	13.	92.	37.	71.	93.	101.	79.	

RESERVE		J J A											
		24.0	1.0	.0									
25	DR	24.0	1.0	.0									
	DE	46.5	91.8	100.5									
	ETR	44.0	15.0	9.0									
50	DR	38.7	9.7	1.4									
	DE	31.8	83.0	99.1									
	ETR	58.7	23.7	10.4									
75	DR	47.3	20.2	5.7									
	DE	23.3	72.5	94.8									
	ETR	67.3	34.2	14.7									
100	DR	51.9	29.7	11.9									
	DE	18.6	63.0	88.6									
	ETR	71.9	43.7	20.9									
125	DR	55.1	37.4	18.3									
	DE	15.4	55.4	82.2									
	ETR	75.1	51.4	27.3									
150	DR	57.0	43.4	24.5									
	DE	13.5	49.3	76.0									
	ETR	77.0	57.4	33.5									
200	DR	59.9	52.4	34.9									
	DE	10.6	40.4	65.6									
	ETR	79.9	66.4	43.9									
250	DR	62.1	58.8	43.2									
	DE	8.4	33.9	57.4									
	ETR	82.1	72.8	52.2									

Tab.III. TRAITEMENT PROGRAMME DES PILANS
HYDRIQUES PAR ANNEES AGRONOMIQUES
a/ 1A COROGNE : deux années avec
une sécheresse estivale.

DR=utilisation manuelle des
réserves utiles.
DE=déficiency de l'évaporation

T MOYEN 11951/1952 13.2 9.7 9.7 6.9 6.4 13.1 11.8 15.2 18.3 19.0 18.9 15.7

ETP 51. 28. 27. 18. 16. 54. 51. 81. 105. 112. 111. 70.
P -ETP 179. 44. 112. 296. 203. 41. 150. -39. -23. 122. 35. 76.

RESERVE		T MOYEN 11982/1983											
		M	J										
25	DR	20.8	2.7										
	DE	18.2	20.0										
	ETR	62.8	84.7										
50	DR	28.0	8.4										
	DE	11.0	14.4										
	ETR	70.0	90.4										
75	DR	31.7	11.9										
	DE	7.3	10.9										
	ETR	73.7	93.9										
100	DR	33.3	14.0										
	DE	5.7	8.7										
	ETR	75.3	96.0										
125	DR	34.4	15.5										
	DE	4.6	7.2										
	ETR	76.4	97.5										
150	DR	34.9	16.4										
	DE	4.1	6.3										
	ETR	76.9	98.4										
200	DR	35.8	17.8										
	DE	3.2	4.9										
	ETR	77.8	99.8										
250	DR	36.5	18.8										
	DE	2.5	4.0										
	ETR	78.5	100.8										

RESERVE		M	H	J	A										
25	DR	18.8	4.6	11.4	10.7										
	DE	11.5	.2	1.9	23.1										
	ETR	28.8	81.6	102.4	94.7										
50	DR	23.6	4.5	12.2	19.3										
	DE	6.7	.0	1.1	14.8										
	ETR	33.6	81.5	103.2	103.3										
75	DR	26.1	4.5	12.8	23.6										
	DE	4.2	.1	.5	10.2										
	ETR	36.1	81.5	103.8	107.6										
100	DR	27.0	4.5	12.8	25.8										
	DE	3.3	.1	.4	8.0										
	ETR	37.0	81.5	103.8	109.8										
125	DR	27.6	4.5	12.9	27.3										
	DE	2.7	.1	.3	6.6										
	ETR	37.6	81.5	103.9	111.3										
150	DR	27.8	4.4	12.9	28.1										
	DE	2.4	.0	.4	5.7										
	ETR	37.8	81.4	103.9	112.1										
200	DR	28.4	4.4	12.9	29.4										
	DE	1.9	.0	.3	4.4										
	ETR	38.4	81.4	103.9	113.4										
250	DR	28.9	4.5	13.0	30.3										
	DE	1.4	.0	.2	3.5										
	ETR	38.9	81.5	104.0	114.3										

b/ VILLACARRIEDO (station intérieure de la Province de Santander), mises à part quelques déficiences mensuelles très faibles, deux années très pluvieuses et continuellement humides.

Par contre, il n'est pas possible à l'échelle régionale de retenir une valeur précise. A ce niveau on est obligé de simuler différents bilans compte tenu de plusieurs hypothèses de travail concernant RU. Ainsi, THORNTHWAITE a proposé différentes valeurs de RU en fonction des caractères physiques des sols et des types de végétations ou de plantes cultivées (52). Les études de l'épuisement des réserves en eau du sol ont montré que les quantités d'eau retenues dans le sol pendant la période de déficit pluviométrique ($P < ETP$) suivent une courbe logarithmique décroissante dont l'équation s'apparente à la loi du refroidissement de NEWTON. A l'instant t_1 , RU_1 est donc donné par la formule $RU_1 = RU_e - a (\sum ETP - P)$ dont e est la valeur limite 2,718 ... vers laquelle on tend lorsque l'on fait croître 1 suivant le taux logarithmique unitaire, $-a$: coefficient qui dépend de la nature du sol et donc de RU (53), $-\sum ETP - P$: sommes cumulées à l'instant t_1 des déficits pluviométriques.

En fait, cette équation est utilisée pour le calcul du bilan hydrique par l'ordinateur (54). Ainsi, nous avons fait programmer au Centre Interuniversitaire de Calcul de Rennes tous les calculs que nécessite ce type de bilan avec ETP selon TURC et selon THORNTHWAITE (Tab. III). Grâce à l'emploi de l'ordinateur, nous avons pu établir une étude de la variabilité des bilans de l'eau de plusieurs stations du domaine océanique ibérique, pour la période 1944-1969.

(52) C. W. THORNTHWAITE et J. R. MATHER (683) p. 244

(53) Pour

50 mm	$a =$	2,11	$\times 10^{-2}$
75 mm	$a =$	1,41	$\times 10^{-2}$
100 mm	$a =$	1,04	$\times 10^{-2}$
125 mm	$a =$	0,824	$\times 10^{-2}$
200 mm	$a =$	0,505	$\times 10^{-2}$

Avec l'emploi des logarithmes népériens l'équation devient

$$\text{Log } RU_1 = \text{Log } RU - a (\sum ETP - P) \text{ Log } e, \text{ or } \text{Log } e = 1$$

(54) Toutefois, pour l'établissement d'un petit nombre de bilans les différentes démarches sont rapidement effectuées à partir des tables présentées par C. W. THORNTHWAITE et J. R. MATHER op. cit.

2°) L'application de la méthode du bilan hydrique : aspects et variabilité de la sécheresse dans les régions océaniques.

En effet, les bilans hydriques en année moyenne ont été calculés par ailleurs. Nous avons déjà signalé les travaux des agronomes espagnols sur l'évapotranspiration potentielle et les bilans de l'eau en Espagne. Toutefois, ces derniers ne sont pas complètement établis. Les démarches adoptées aboutissent seulement à l'évaluation des déficits pluviométriques mensuels annulés ($\Sigma P - ETP$, lorsque $ETP > P$), de sorte que la déficience de l'évaporation, nécessaire à l'interprétation de la sécheresse, n'est pas déterminée.

Il est vrai que, plusieurs années auparavant, H. LAUTENSACH et E. MAYER (1960) ont publié une analyse complète de bilans hydriques moyens dans une étude exhaustive de l'aridité dans la Péninsule Ibérique. Les graphiques établis par ces auteurs montrent effectivement l'existence en été d'une déficience de l'évaporation, DE, dans diverses régions du domaine océanique, aussi bien à Oviedo qu'à St Jacques de Compostelle (55). Mais, dans ces stations, les valeurs de la déficience de l'évaporation sont très faibles par rapport à celles des stations du domaine méditerranéen : Pinhaô (vallée du Douro), Lisbonne, Madrid, Barcelone, etc. En Réalité, la sécheresse ne se fait vraiment sentir qu'à partir d'une certaine valeur de DE, H. LAUTENSACH et E. MAYER fixent eux-mêmes le seuil de l'état de flétrissement des plantes à 20-25mm de DE dans le mois (56). Malgré cette condition, la sécheresse estivale apparaît en juillet sur presque tout le littoral atlantique, du Pays Basque au Minho. Toutefois, cet élément commun est absent et l'année est entièrement humide dans les stations littorales élevées (S. Sebastien-Igueldo) (57) et les stations de l'intérieur (Villacarriedo, St Jacques de Compostelle) où la

(55) H. LAUTENSACH et E. MAYER (378) Tab. 49

(56) H. LAUTENSACH et E. MAYER (378) p. 255

(57) A. HUETZ DE LEMPS (317b) p. 22

pluviosité estivale augmente sensiblement. En revanche, sur les littoraux de la Galice (La Corogne, Vigo) et dans le Minho, le mois d'août continue à enregistrer une déficience de l'évaporation supérieure à 25 mm.

Il n'est donc pas question ici d'insister davantage sur les calculs des bilans en année moyenne. Il s'agit plutôt de dégager quelques méthodes de travail et de proposer des conclusions d'intérêt général.

D'abord, nous savons que les valeurs mensuelles de DE dépendent de l'importance des réserves utiles retenues par les sols. Il nous paraît ainsi très instructif de cartographier par des schémas stationnels les valeurs de DE en fonction des possibilités de stockage en eau des sols. L'essai cartographique que nous présentons (fig. 1-6) permet de dégager un certain nombre de faits ; il confirme la différence entre les régions littorales (La Corogne, Castropol) et celles de l'intérieur (Santiago) ; il montre surtout l'opposition entre le domaine océanique et le domaine méditerranéen où les faibles pluies hivernales ne permettent pas aux sols de stocker de fortes quantités d'eau, à peine 50 mm à Zamora ; enfin, il met en évidence l'apparition d'une sécheresse estivale importante dans les régions déprimées, abritées du NO de l'Espagne (Vallée du Miño, bassin du Bierzo) dont les aspects climatiques de l'été annoncent ceux de la Vieille Castille.

Surtout, il importe de dégager les fluctuations interannuelles selon les variations du cycle hydrique ; l'année hydrologique débute avec le mois dont les précipitations sont supérieures à ETP et finit avec le dernier mois pendant lequel les précipitations continuent à être inférieures à ETP. On peut dès lors analyser quelques années typiques (fig. 1-5 B) : année très sèche en région océanique (La Corogne 3 mois secs) (1954-1955), comparée à une longue année sèche dans le domaine méditerranéen intérieur (6 à 7 mois secs à León en 1944-1945),

année très humide dans le domaine océanique (Santander 1951-1952) avec des pluviosités estivales dépassant largement les valeurs de ETP ! Principalement, il paraît intéressant d'étudier cette variabilité interannuelle à partir d'une assez longue série d'observations, de vingt ans aux moins. Il s'agit alors de traiter en termes de fréquence les types de mois, définis à partir des critères fournis par le bilan hydrique : mois humide, mois sec ...

A ce sujet, les propositions faites par les géographes allemands LAUTENSACH et MAYER ne nous paraissent pas satisfaisantes. Ainsi, la valeur 20-25 mm de DE semble trop basse pour déterminer le seuil inférieur de la sécheresse. De fait, des calculs de bilans hydriques concernant d'autres régions océaniques comme la Bretagne (58) montrent que ce seuil est souvent largement dépassé. Il faudrait alors envisager, pour certaines parties de cette presqu'île, une sécheresse estivale s'étalant à la fois sur juillet et sur août, comme dans certaines régions méditerranéennes. De plus, la région orientale de la Bretagne, bassin de Rennes notamment, a connu durant la dernière décennie des sécheresses d'été et de fin d'été qui ont eu de graves conséquences sur l'économie herbagère intensive. Or, pendant ces années particulièrement néfastes pour l'agriculture, les valeurs de DE ont été de l'ordre de 50 à 70 mm (RU comprises entre 75 et 125 mm) pour les mois du plein été, 20 à 50 mm pour les mois du début de l'automne où l'effet de sécheresse se maintient cependant par suite de l'épuisement quasi-total de RU.

Dès lors, en tenant compte de ces remarques, de ces études régionales comparées, nous proposons une typologie des mois climatiques qui a une valeur générale et serre de plus près la réalité. Cette classification est exposée en détails dans la légende des graphiques présentant plusieurs séries

(58) J. MOUNIER (460) pl. 7

chronologiques d'années hydrologiques (fig. 1-7). Elle repose sur l'opposition entre deux grandes périodes saisonnières.

La saison humide au cours de laquelle les besoins en eau de la végétation sont satisfaits dans l'ensemble, comporte trois sortes de mois : le mois humide, au début de l'année hydrologique, correspond à la formation des RU aux dépens d'une forte proportion (?) des excédents pluviométriques, le mois hyperhumide pendant lequel les excédents pluviométriques sont entièrement disponibles pour le ruissellement, enfin le mois subhumide ou faiblement déficient où le déficit pluviométrique, comblé pour une très large part avec l'emploi de RU, ne s'accompagne pas d'un état de flétrissement du tapis végétal. La saison qui est caractérisée par l'apparition de cet état se subdivise principalement autour de la valeur de DE égale à 60mm, au-dessous règne une situation de subsécheresse, au-dessus la sécheresse et ses effets s'intensifient sensiblement.

Ces analyses de plusieurs années successives sont présentées, pour plusieurs stations, sur des constructions graphiques qui rappellent celles utilisées par B. THIEBAULT (59). Mais ici, nous avons représenté les années hydrologiques, non les années civiles, et précisé la notion de sécheresse. Cette représentation graphique permet une vision globale de la variabilité interannuelle de la durée et des caractères de l'année hydrologique. Elle permet principalement d'établir une étude fréquentielle des types climatiques de mois. En transformant le nombre d'apparitions de chaque type de mois en cours de la série chronologique étudiée, en fréquences en % par l'emploi de la formule :

$$\frac{2i - 1}{2n} \quad i = \text{nombre de types observés, } n : \text{nombre total}$$

d'années de la série. On obtient une description du rythme climatique en termes de fréquences.

(59) B. THIEBAULT (687) p. 255

Tab. IV - Fréquences des principaux types climatiques
de mois.

		A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N
SANTANDER (25)	1		50	82	90	98	94	74	78	74	58	14	2	30			
	2		14	30	78	94	90	74	74	58	50	10	2	2			
	3											2	54	42	22		
	4												0	14			
VILLACARRIEDO (21)	1		69	93	98	98	98	83	83	93	83	45	2	45			
	2		26	55	88	98	98	83	83	93	83	45	2	12			
	3												17	21	12		
	4													2			
REINOSA (25)	1			62	90	98	98	86	82	74	34	6	0	0	22		
	2			2	34	74	82	86	82	74	30	6					
	3											18	78	94	70	2	
	4												14	58	6		
	5													14			
LA COROGNE (25)	1			74	94	94	94	78	78	66	38	6	0	10	34		
	2			10	42	78	94	78	74	62	34	6					
	3											26	78	74	52		
	4												6	42			
	5													6			
VIGO (25)	1			86	94	98	94	90	86	82	74	14	0	10	38		
	2			26	50	90	94	90	82	78	62	6					
	3											22	90	82	46	10	
	4												34	42			
PORTO (25)	1			70	86	98	98	98	82	66	50	6	0	0	18		
	2			14	50	90	94	98	82	62	50						
	3											34	94	90	74	22	
	4												58	58	18		
	5													30			
		A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N

cf définitions dans la légende fig 1 - 7 - Fréquences en % - 1. des mois au moins humides. 2. dont mois hyperhumides. 3. des mois au moins subsecs. 4. dont tous les mois secs. 5. de deux mois secs successifs.
(25) nombre d'années d'observations.

Le tableau IV confirme l'existence de mois d'été fréquemment subsecs et plus rarement secs dans les régions océaniques vascocantabriques et la Galice. Les résultats intéressants sont à rapprocher de l'information fournie par les analyses ombrothermiques.

3°) Comparaison avec les régimes ombrothermiques.

Il est certain que les bilans hydriques apportent des données précises sur les ressources et les besoins en eau d'une région. Car, ces données évaluées en équivalent de volumes pluviométriques sont évidemment plus évocatrices que les définitions des types climatiques de mois reposant sur les rapports mensuels des moyennes P/T.

Ainsi, les valeurs moyennes de la déficience de l'évaporation pendant les mois d'été dans les régions océaniques, comme la Galice, la Bretagne, confirment que les difficultés d'alimentation en eau du tapis végétal apparaissent bien avant que les précipitations des mois descendent au-dessous de deux fois la moyenne thermique mensuelle, selon la définition du mois sec couramment adoptée après les propositions de GAUSSEN (60). Les résultats des bilans hydriques justifient donc la nécessité pour nos régions d'adopter la notion de subsécheresse que l'on définit le plus souvent, comme le rappelle P. REY (61), par la relation :

$2 T < P \leq 3 T$; P et T étant toujours les données pluviométriques et thermiques moyennes du mois.

C'est à partir des comparaisons entre les graphiques des bilans thermiques et des courbes ombrothermiques que nous nous sommes efforcé de dégager des liens entre les principales valeurs du rapport P/T et les données quantitatives de DE. Sur

(60) H. GAUSSEN (257) p. 642

(61) P. REY (587) p. 154 et 364

cette base nous avons établi une carte en couleurs des schémas stationnels des régimes thermopluviométriques du NO de la Péninsule Ibérique (carte h. t. n° 1). Sur ce document cartographique, qui nous servira surtout à dégager les variations climatiques des régions océaniques, l'extension de ces dernières apparaît clairement avec des graphiques plus grands dénotant une forte pluviosité, avec la rareté des mois présentant un caractère de sécheresse. Même si, dans le Minho, le nombre de mois secs atteint deux (Braga, Porto...), la sécheresse y est moins durable et moins sensible que dans le domaine méditerranéen de la Meseta intérieure et du Portugal central où l'ensemble des mois secs atteint 3 et 4 dont deux mois au moins sont arides.

Cette classification climatique en outre n'est pas sans intégrer les caractères de la variabilité interannuelle que nous venons d'analyser. Ainsi, tous les mois qui sont au moins subsecs correspondent à une fréquence relative élevée des valeurs de DE égales ou supérieures à 25 mm. Par exemple, le mois subsec de juillet à Santander enregistre bien plus d'une année sur deux une DE comprise entre 25 et 60 mm. De même, à Porto, les rapports P/T inférieurs à 2, en juillet et en août, sont bien associés à une forte fréquence de DE ≥ 60 mm, en gros près de six ans sur dix. Enfin la durée de la saison très humide ne diffère guère d'une méthode à l'autre à Vigo, cette saison s'étend jusqu'au mois de mai qui est à la fois défini par $P > 6 T$ et par une situation hyperhumide dans le cycle hydrique, au moins deux années sur trois.

Est-ce à dire que les calculs de bilan hydrique souvent complexes et longs ne présentent guère plus d'intérêt que les descriptions à base de rapports ombrothermiques ? En réalité, il existe quelques différences entre les deux méthodes. La description des régimes ombrothermiques ne tient pas compte de l'utilisation de l'eau stockée dans le sol qui intervient

surtout au début de la période de déficit pluviométrique et qui tend par suite à retarder l'apparition de la sécheresse au cours de l'été. Selon le principe élaboré par H. GAUSSEN, la sécheresse à la Corogne apparaît en juillet ; or, selon les résultats du bilan hydrique, les conditions réelles de la sécheresse se produisent plus fréquemment en août et même en septembre du fait de l'épuisement des réserves hydriques des sols. Pour cette même raison, le mois de septembre à Porto devrait être considéré comme subsec et non juin. Par opposition, lors d'une année, un mois de faibles précipitations, $P < 2T$, isolé au milieu d'une saison humide ou placé en début de saison non pluvieuse, ne peut être considéré automatiquement comme un mois sec. Cette remarque limite en effet l'intérêt que représente l'étude de la variabilité interannuelle reposant uniquement sur les analyses ombrothermiques, tel que le proposent P. LEGRIS et F. BLASCO (62). A ce sujet, les analyses fréquentielles des bilans hydriques apportent des données plus précises sur la variabilité des besoins et des ressources en eau d'une région.

En réalité, les deux méthodes se complètent. Les régimes ombrothermiques permettent de souligner les tendances stables des climats et représentent une approche valable d'une étude climatique régionale. Les bilans hydriques situent mieux les conséquences néfastes du climat sur le plan de l'économie : sécheresse agricole, prédisposition de certaines périodes au développement des crues.

En dernière analyse, c'est de la comparaison de ces méthodes que nous avons retenu quelques critères simples pour tenter finalement de délimiter le domaine océanique.

III - L'EXTENSION DU DOMAINE OCEANIQUE ET DE SES MARGES.

Les données analytiques que nous venons d'isoler devraient nous permettre de préciser désormais les limites du

(62) P. LEGRIS et F. BLASCO (382)

domaine océanique, de la Péninsule Ibérique. C'est là une tâche difficile à mener, car nous avons vu dans l'introduction qu'il n'y a pas de solution vraiment satisfaisante à la classification des climats. La tâche est d'autant plus difficile qu'il n'existe pas de limite nette vers le S, sur la façade atlantique du climat océanique. Celui-ci en fait se dégrade lentement à l'échelle de la région et l'on passe progressivement du domaine océanique pur à des marges climatiques qui peuvent être évidemment considérées comme subocéaniques ou subméditerranéennes.

- A) UNE DELIMITATION DIFFICILE.

De nombreux essais de classification des climats de la Péninsule Ibérique ont été réalisés selon des méthodes différentes. Malheureusement, les solutions présentées ne sont pas toujours satisfaisantes et de nombreuses ambiguïtés demeurent à la lecture de différentes études.

1°) Les problèmes.

En effet, des études précédentes sont loin de proposer des conclusions identiques et ne résolvent pas toujours les questions soulevées par l'appartenance de certaines régions atlantiques au domaine océanique. Ainsi, si l'on adopte en premier la méthode claire de classification de Köppen, l'on retient comme limite du climat océanique celle qui sépare les climats tempérés de type Cf (f=feucht : humide) de ceux de type Cs avec sécheresse estivale (s = summer = été). Mais alors, la région des Mariñas autour de la baie de la Corogne et la ría de Vigo sont placées dans le domaine méditerranéen(63). L'incertitude se maintient avec une définition du domaine océanique humide reposant sur l'absence totale de période sèche. Selon cette optique, H. LAUTENSACH et E. MAYER ont classé la

(63) J. et A. LOPEZ GOMEZ (400) p. 179

la bande de régions s'étendant des Pyrénées à la façade atlantique de la Galice dans le type océanique humide ne connaissant aucun mois sec, défini à partir du bilan hydrique de THORNTHWAITE⁽⁶⁴⁾. Toutefois, comme cette définition est trop large, la station de la Corogne finit par enregistrer un nombre de mois secs bien supérieur à celui présenté dans le N du Minho, le Bierzo et même le León. D'ailleurs, la carte bioclimatique de la zone méditerranéenne, établie conjointement par L. EMBERGER, H. GAUSSEN et d'autres auteurs, aboutit à la même confusion. Les différents types de climat des régions méditerranéennes et de leurs bordures y sont déterminés selon les valeurs de l'indice xérothermique⁽⁶⁵⁾ ; les régions à sécheresse estivale s'y détachent nettement par opposition aux régions axériques qui englobent justement tout le N et le NO de la façade atlantique de la Péninsule, du Pays Basque aux Rías Bajas galiciennes. Toutefois, le type subméditerranéen, caractérisé par un indice xérothermique faible, paraît bien imprécis puisqu'il englobe des régions littorales du N de la Galice, de la Corogne au Cap Lage, et le S de la Galice à partir de la ría de Arosa, au même titre que les basses régions du Minho et que, surtout, le Bierzo et le León.

En revanche, l'application du seul quotient pluviométrique de L. EMBERGER apporte finalement un peu plus de nuances. L'on sait que, sur le climogramme construit en fonction du quotient et des valeurs de m, moyenne des températures minimales du mois le plus froid, l'éminent botaniste français a proposé une classification des climats méditerranéens. Dans ce cadre, il place la station de Porto dans "l'étage méditerranéen

(64) H. LAUTENSACH et E. MAYER (378), carte n°7.

(65) L. EMBERGER, H. GAUSSEN et al (204). Ici l'indice xérothermique est uniquement calculé dans le cadre de chaque mois sec défini selon la formulation $P \leq 2T$. L'indice mensuel est alors évalué en nombre de jours secs, : $x_m = N - \frac{(p+br)k}{2}$

N = nombre de jours du mois, p = nombre de jours de pluie, br = nombre de jours de précipitations occultes, k = coefficient fonction de l'humidité relative H, il varie entre 1 pour $H < 40\%$ et 0,6 pour $90 < H < 100$. L'indice total annuel est finalement la somme des indices mensuels lorsqu'il existe plusieurs mois secs.

humide" qui coïncide avec les limites climatiques de *Quercus suber* (66). Or, la Corogne avec un quotient supérieur à 200 et $m = 6,9$ se place au-delà de ce type, ce qui correspond d'ailleurs fort bien à la disparition du chêne liège, au N de la vallée inférieure du Miño (67). Mais, en réalité, où passe la limite septentrionale du méditerranéen humide, à la latitude de la vallée inférieure de ce fleuve ou à travers la région du Minho puisque Braga présente un quotient supérieur à 200 ?

Toutes ces incertitudes résultent du fait que l'on s'efforce de tracer des limites nettes à partir de l'emploi d'un faible nombre de critères climatiques. Il paraît préférable, compte tenu de nos moyens d'expression, d'étudier les formes de dégradation d'un type de climatique défini cette fois par un ensemble de plusieurs données caractéristiques.

2°) La solution proposée : les principes d'une étude de la dégradation océanique.

Car nous avons déjà souligné dans l'introduction qu'il n'existe pas de passage brutal du climat océanique au climat méditerranéen entre la Galice et le Minho. Dans le Portugal justement, nous connaissons déjà l'interpénétration des espèces végétales décrites par P. DUPONT et qui aboutit à un enchaînement très nuancé des "zones écologiques" définies judicieusement par J. PINA MANIQUE. A partir des différents groupements des principales essences forestières, l'agronome portugais montre ainsi que, seuls, le fond de la vallée de l'Alto Douro en amont de Pinhão, la vallée inférieure du Guadiana et l'Algarve échappent totalement à la pénétration des caractères écologiques du domaine atlantique (68).

(66) L. EMBERGER (203) p. 63-64. Pour la formule cf supra : introduction III, C, 2°

(67) cf Mapa forestal de España - p. 45

(68) J. PINA MANIQUE (547) p. 25

De même, les limites climatiques ne peuvent être déterminées que sur la base d'une définition des diverses associations de plusieurs éléments climatiques. Cette solution suppose une analyse multivariable des principales données climatiques. Or, il existe plusieurs moyens de procéder à cette analyse. Les mathématiciens ont mis au point plusieurs algorithmes de classification. Nous avons déjà dit ce que nous pensions de l'état actuel de l'application de ces méthodes qui n'apportent pas toujours des résultats concrets. C'est plutôt au niveau des nuances régionales, à l'intérieur d'un domaine que cette application devrait rendre des services et permettre de lever les dernières hésitations du climatologue à la recherche d'une typologie régionale satisfaisante.

Mais, à l'échelle du domaine et même de l'aire, est-ce bien utile ? N'est-il pas plus simple, mais tout aussi efficace, de déterminer les principaux regroupements géographiques des éléments climatiques caractéristiques, dégagés par l'analyse cartographique ? Il s'agit de classer les ensembles en fonction du nombre de ces éléments caractéristiques. Cette idée est en fait l'application de la démarche recommandée par CH. P. PEGUY qui estime que "le classement signalétique s'apparente à la théorie des ensembles" (69).

La démarche est très satisfaisante pour l'esprit géographique puisqu'elle implique l'étude des regroupements des faits dégagés par les cartes analytiques. A partir de celles-ci, nous avons en effet souligné les données qui contribuent à séparer cartographiquement les régions soumises à des influences océaniques. Dès lors, il suffit de superposer les cartes analytiques, d'en évaluer les inclusions et les intersections des aires d'extension des différents éléments océaniques pour dégager les différents regroupements géographiques

(69) CH. P. PEGUY (526) p. 330

de ces éléments. En réalité, les cartes analytiques nous servent à dégager les traits fondamentaux océaniques dont les présences ou absences pour chaque station sont établies selon un tableau de type booléen. Evidemment, le domaine océanique est délimité par les présences de tous les caractères retenus. Surtout, les types dégradés et les nuances régionales vers le domaine méditerranéen résultent de la disparition les uns après les autres des caractères océaniques fondamentaux. Finalement, on sort de l'influence océanique dominante lorsqu'il y a plus de caractères absents que de présents ou que ceux-ci ont finalement une signification bioclimatique secondaire.

Par cette méthode, on saisit mieux les formes de transition de l'Ibérie humide à l'Ibérie sèche.

- B) L'ENSEMBLE OCEANIQUE ET SES FORMES DE DEGRADATION .

Nous avons ainsi élaboré la carte (n° 12) de l'extension des éléments climatiques caractérisant l'influence océanique. Elle sépare clairement trois grands ensembles régionaux.

1°) L'ensemble océanique.

Il s'étend sur toute la façade septentrionale de la Péninsule Ibérique. Il englobe dans les Pays Basques, les Asturies et la Galice, au N de la ría de Vigo, toutes les régions au-dessous de 1000 m, là où l'altitude n'a pas introduit une dégradation thermique sensible.

Ce domaine océanique pur est défini par huit critères fondamentaux. Comme ils ont été définis au chapitre précédent à partir des cartes analytiques ou des résultats des bilans hydriques et comme leur présentation synoptique apparaît suffisamment dans la légende de la carte, il est inutile de

les énumérer à nouveau. Toutefois, certains choix exigent quelques explications. En effet, il peut paraître étrange et fort critiquable de classer dans les critères océaniques une limite supérieure de la sécheresse, d'autant plus que le seuil semble être fixé à un niveau relativement élevé : 2 mois secs. En fait, les régions qui enregistrent deux mois secs : Vallée inférieure du Douro, partie occidentale du Tras Os Montes, retombée intérieure des chaînes cantabriques représentent en fait une bande étroite concrétisant un passage rapide du domaine océanique où la durée de la sécheresse ne dépasse pas un mois, au domaine proprement méditerranéen où la durée de la sécheresse atteint et peut dépasser trois mois. Il y a donc bien là une limite régionale.

D'autre part, la présence de deux mois secs ne semble pas entraver la présence des espèces atlantiques, puisque l'ensemble du Minho et les principaux massifs du Beira littoral (Serra de Montemor, Serra de Caramulo) sont inclus dans le domaine atlantique par le botaniste P. DUPONT (70). C'est le fait que deux mois secs se produisent successivement la même année est en réalité peu fréquent, beaucoup moins fréquent que dans les régions nettement méditerranéennes. A Porto, la fréquence d'un été présentant deux mois secs successifs n'est que de 30 % alors qu'elle dépasse 90 % à Coïmbra ! Il y a là une différence climatique fondamentale qui justifie les études des variabilités interannuelles.

Enfin, l'élément 6 est inclus dans l'élément 7 et celui-ci est forcément inclus dans l'élément 8, cela revient à insister sur la faible importance de la sécheresse dans le climat océanique typique et à permettre, par la disparition progressive de 6 puis de 7, de nuancer les formes de dégradation de l'influence océanique.

(70) P. DUPONT (186) p. 344 et 361.

Le climat océanique se dégrade sensiblement lorsque deux caractères fondamentaux au moins disparaissent. Mais, ces disparitions sont liées à deux types d'évolution climatique.

2°) Les ensembles dégradés marginaux liés à l'augmentation de la sécheresse estivale.

Ce sont les ensembles qui comprennent autant et plus de caractères océaniques présents que de caractères océaniques absents.

La première forme de dégradation apparaît déjà en Galice méridionale et intérieure : d'abord au S de la ría de Pontevedra, le long des régions littorales, le bassin intérieur de Puenteareas et la vallée inférieure du Miño, ensuite dans la vallée moyenne du Miño au S du bassin de Lugo. Là, les conditions thermiques modérées et les précipitations abondantes se maintiennent, mais déjà, on assiste à une augmentation de l'insolation qui dépasse dès lors 2200 h et à un accroissement de la durée de la période pendant laquelle les précipitations sont inférieures à l'évapotranspiration potentielle.

La deuxième dégradation est caractérisée par un renforcement sensible des tendances du premier type de dégradation. Ainsi, en été, la sécheresse qui dure désormais deux mois tend à devenir un véritable facteur limitant, bien que, comme nous venons de le voir, la fréquence d'une succession de deux mois secs pendant le même été soit peu élevée. Mais en plus disparaît la modération thermique de la saison estivale puisque M, moyenne des températures maximales des mois les plus chauds dépasse 25°. Ces conditions climatiques nouvelles dominent dans le Minho Portugais, au S de la vallée du Rio Cavado, et au-dessous de 500 m dans les régions littorales du Beira, de la lagune d'Aveiro à la latitude de Nazaré. Vers l'intérieur,

cette forme de dégradation se retrouve dans le Tras Os Montes, les régions déprimées de la Galice du S.E. bassins d'Orense, de Monforte et d'Antela, mais également dans les bassins isolés des Asturies comme celui de la Liébana.

Dans ce type de régions au climat océanique dégradé comportant au moins quatre caractères océaniques, il faut également placer une bordure étroite sur la retombée méridionale des hauteurs Pyrénéo-Cantabriques, encore que ces régions où l'altitude peut atteindre jusqu'à 1000 m présentent une variante par suite d'un hiver plus froid caractérisé certainement par une température moyenne de janvier inférieure à 5° (exemple : Vitoria). Ces régions correspondraient plutôt à l'ensemble (2-4, 5-8) qui n'a pas été isolé sur la carte.

3°) Les dégradations thermiques dues à l'altitude.

Les régions montagneuses au-dessus de 800 à 1000 m situées dans la zone d'extension du domaine océanique sont isolées parce qu'elles présentent un climat différent du climat océanique tempéré. Certes, les pluies abondantes se répartissent suivant le même rythme annuel que le rythme annuel caractéristique des régions basses environnantes, l'effet de relief entraînant un accroissement des totaux pluviométriques. La différence essentielle réside dans les variations de l'ambiance thermique. L'altitude élevée intervient pour provoquer une baisse de la température, de sorte que les conditions de confort thermique ne sont plus remplies. Les hivers sont nettement plus froids : moyenne thermique de janvier inférieure à 5°, nombre de jours de gelées plus fréquent, 50 et plus sur les hauts massifs du Minho, beaucoup plus de 100 dans les Asturies. Pour la même raison, l'été est nettement plus frais avec une moyenne de juillet inférieure à 16°.

Cette dégradation thermique forme un ensemble presque continu sur le versant N des hauteurs qui s'étendent de la

Galice Orientale (Sierra de Ancares) aux hauteurs basques (Sierra de Urquilla, Sierra de Urbasa). On la retrouve également plus dispersée dans les autres massifs de la Galice, Sierra de la Carballa au N, Sierra de Suido au S, ainsi que sur les hauteurs du Minho dans la Serra do Saojo, la Serra de Gerez et la Serra de Barroso.

En fait, dans cette région accidentée du Minho septentrional, ces régions montagneuses au climat océanique dégradé sont à nouveau réparties dans le domaine océanique pur. Car, à proximité de l'océan, l'altitude introduit un étagement climatique avec réapparition sur les hauteurs intermédiaires des conditions climatiques océaniques.

Mais, l'effet de relief n'entraîne pas toujours cette évolution. Ainsi, dans le S.E. de la Galice, à la limite du Léon, l'on passe brusquement du climat dégradé au climat de haute montagne humide et frais du domaine océanique. Bien sûr, cette classification repose sur une grande part d'extrapolation, mais elle correspond tout de même à l'impression que l'on ressent lorsque l'on parcourt en été les hauteurs de la Sierra de la Cabrera dominant la célèbre vallée de Ribadela

En outre, sur les hauts versants abrités de la retombée méridionale des Asturies, l'extension de la sécheresse estivale vient s'ajouter à la dégradation thermique pour affaiblir l'influence océanique. Mise à part la Sierra de la Demanda où les versants élevés sont encore recouverts des forêts de hêtres (71), l'extension de la sécheresse doit certainement faire l'originalité du climat des chaînes montagneuses situées loin de la façade atlantique : Serra da Estrêla au Portugal, Sierras Centrales de la Meseta (Gata, Gredos, etc). Dans ces montagnes, l'altitude ne recrée pas toutes les conditions du climat océanique, l'été peut conserver à plus de 1000

(71) Mapa forestal de España p. 33

ces deux mois secs. D'ailleurs, pour les botanistes belges L. DELVOSALLE et J. DUVIGNEAUD, la Serra da Estrêla est une montagne méditerranéenne au point de vue floristique (72). Ainsi, ces montagnes intérieures se rattachent aux régions situées hors du domaine à influence océanique.

4°) Les régions hors du domaine à influence océanique dominante.

Là les éléments océaniques sont nettement plus nombreux que les éléments présents ; on entre vraiment dans le domaine climatique à caractère méditerranéen dominant. Forte chaleur estivale, sécheresse durable (3 à 4 mois) apparaissent un peu avant la vallée du Mondego, les conditions climatiques de Coïmbra soulignant une nette rupture par rapport à celles de Porto. En plus de cette évolution vers la chaleur et vers l'aridité, une faible pluviosité caractérise l'installation définitive du climat méditerranéen à moins de 100 kilomètres de Porto ! Enfin, au-delà, sur les plateaux du Léon, de la Vieille Castille, dans la vallée de l'Ebre, les rigueurs de l'hiver viennent ajouter leur caractère excessif et donner au climat méditerranéen une note continentale.

Vers ces régions, la carte souligne l'existence de deux formes de passage. Elle concrétise d'abord la dégradation climatique lente de la Galice au Portugal Central ; sur plus de deux cents kilomètres, on passe des régions océaniques humides (Pontevedra) aux régions véritablement méditerranéennes à l'hiver pluvieux (Coïmbra). Ensuite, la carte fait bien ressortir le passage brutal vers l'intérieur en direction des régions de climat méditerranéen à nuances continentales : Alto Douro et Meseta. Avec ces régions climatiques, le passage peut se faire par tous les types de dégradation qui se succèdent rapidement, disposés en bandes étroites, comme dans le transect climatique Pays Basque-Vallée de l'Ebre, entre Miranda

(72) L. DELVOSALLE et J. DUVIGNEAUD (165) p. 109

et Logroño. Mais le contact domaine océanique humide domaine méditerranéen peut se faire plus brusquement avec la disparition de formes intermédiaires ; ainsi le contraste climatique Asturies-León est de loin le plus accentué.

CONCLUSION

De l'analyse de la répartition des éléments atmosphériques dans le N.O. de la Péninsule Ibérique, on a pu dégager les caractères fondamentaux qui tendent à définir l'influence océanique. L'essai de classification des combinaisons de ces caractères a permis enfin de cartographier les régions où tous les éléments de l'influence océanique sont présents et les régions dont les climats offrent des formes dégradées de cette influence. Cet essai ne s'apparente pas à un effort de classification des climats régionaux. Son échelle et son objet sont tout autres. Le but recherché ici a été bien sûr de montrer, sur la façade occidentale de l'Europe, la limite méridionale de l'aire océanique tempérée, mais également de souligner l'originalité climatique en deçà de cette limite et de caractériser cette limite qui apparaît en fait comme une marge de transistions plus ou moins étroite.

Finalement, la définition des différents ensembles des éléments climatiques océaniques nous entraîne à préciser notre champ d'étude. Celui-ci comporte dès lors le domaine océanique de la façade atlantique du Golfe de Gascogne à la Galice et des marges dégradées immédiatement limitrophes, c'est-à-dire celles incluses dans la limite même du domaine océanique tempéré : régions montagneuses très humides et froides, régions basses à climat de transition méditerranéenne. Cette délimitation exclut à l'est la montagne Pyrénéenne qui n'est plus en contact direct avec le domaine océanique, même si dans les Pyrénées Occidentales on peut retrouver des traits climatiques des montagnes asturiennes - au S vers l'intérieur, les régions montagneuses isolées dans le domaine méditerranéen n'étant plus elles aussi au contact du domaine océanique pur, même si l'altitude réintroduit quelques aspects de l'influence océanique.

Or, il est certain que dans le cadre de cet ensemble régional délimité, il existe des différenciations climatiques.

- C H A P I T R E I I -
=====

LA DIVERSITE DU DOMAINE OCEANIQUE

Nous avons déjà souligné dans l'introduction l'importance du problème soulevé par la variété climatique de l'Ibérie humide. De fait, cette diversité résulte d'abord de l'opposition entre climat océanique et climats océaniques dégradés, comme nous l'a montré l'analyse de l'extension des éléments océaniques qui fait ressortir la variété des formes de transition vers le domaine méditerranéen.

Mais, les variations régionales climatiques ne s'arrêtent pas à cette opposition normale et attendue. Une lecture plus précise des cartes analytiques, de la carte (n° 1) des schémas stationnels des régimes thermopluviométriques en particulier, met en évidence de fortes variations régionales à l'intérieur de l'ensemble défini par la présence de tous les

éléments traduisant l'influence océanique.

Ainsi, en plus des nuances régionales qui se succèdent du N au S, en direction du domaine méditerranéen, en plus des dégradations imposées par le relief, apparaît un autre axe ouest-est de variations des éléments climatiques, un enchaînement de diverses répartitions géographiques qui se traduit finalement par une différence sensible entre le climat de la Galice et celui du Pays Basque. Dès lors, la grande variété des climats régionaux correspond à la multiplicité des intersections sur le terrain des variations géographiques des éléments du climat.

I -LES VARIATIONS GEOGRAPHIQUES DES ELEMENTS DU CLIMAT.

=====

A première vue, le jeu des principaux facteurs géographiques contribue à rendre complexe la répartition géographique des éléments du climat. La situation par rapport au rivage où se fait sentir l'influence directe de l'océan, le relief, la latitude imposent leurs lois de localisation. Toutefois, les combinaisons de ces différentes actions s'ordonnent selon quelques grandes tendances qui ressortent facilement de l'analyse cartographique et statistique.

- A) LA VARIETE DES AMBIANCES THERMIQUES.

Le fait d'être parmi les régions les plus tempérées du globe n'empêche pas que les régions océaniques de la façade atlantique de la Péninsule ne connaissent pas la même ambiance thermique. Cette diversité se traduit aussi bien dans les rythmes thermiques moyens que dans la variabilité des températures quotidiennes.

1°) L'atténuation de l'influence océanique vers l'intérieur.

L'éloignement par rapport au rivage introduit des variations de températures bien connues. L'atténuation de l'influence maritime directe qui ne doit guère se faire sentir au-delà d'une frange de dix kilomètres de large se marque par l'accroissement de l'amplitude thermique, par l'accentuation des extrêmes qui se produisent cette fois un peu plus tôt. De fait, vers l'intérieur, les températures maximales de l'été augmentent sensiblement, tandis que les températures minimales enregistrent une baisse significative. Ce sont là des caractères généraux bien connus qui permettent, dans une région donnée, de séparer le climat des "stations littorales" de celles "qui sont situées à quelques distances de la côte", d'isoler le "climat marin littoral", cher à M. SORRE (1), du climat océanique intérieur.

Mais, dans le NO ibérique la dégradation de l'influence modératrice de l'océan est le plus souvent modifiée par l'action du relief. Car, partout, de hauts massifs longent le littoral et limitent le développement des régions côtières basses inférieures à 200 m. C'est seulement à partir du Portugal septentrional, depuis la vallée du Rio Cavado, que l'élargissement des régions littorales basses permet de mieux saisir cette dégradation maritime. Partout ailleurs, les variations thermiques sont imposées par une topographie accidentée dont les effets interfèrent avec ceux de l'atténuation de l'influence thermique de l'océan.

Bien sûr, nous pourrions faire abstraction de l'influence de l'altitude, en ramenant les données thermiques de toutes les stations au niveau de la mer. Ainsi, P. MATEO GONZALEZ (2) a présenté des cartes de températures moyennes

(1) M. SORRE (649) p. 36

(2) P. MATEO GONZALEZ (432).

mensuelles réduites au niveau de la mer de la région des Asturies qui traduisent effectivement les variations thermiques générales que nous venons de rappeler. Toutefois, il nous paraît plus géographique de commenter les températures réellement observées dans les différentes régions.

a) Dans l'ensemble vascocantabrique.

La dégradation thermique est difficile à saisir faute d'une densité suffisante de stations. Surtout, c'est dans cette partie de la façade atlantique que le rivage est souvent dominé directement par des hauts reliefs. Dans le Pays Basque et les Asturies, ceux-ci entretiennent dès lors une ambiance plus fraîche puisque la température diminue avec l'altitude. Dans les régions intérieures élevées, l'hiver est plus froid, l'effet d'altitude s'ajoutant à l'effet continental, et l'été est plus frais : l'effet d'altitude s'opposant alors à l'effet continental.

Ainsi les cartes de températures non réduites, se calquent sur la topographie, comme les cartes établies par H. LAUTENSACH où les isothermes prennent l'allure de courbes de niveau. Les moyennes thermiques de Janvier inférieures à -1° englobent les massifs les plus élevés, au-dessus de 1500 m, du S de la province de Santander et des Asturies. Pour notre part nous pensons que les moyennes de Janvier (carte n° 2) doivent descendre au-dessous de -3° dans les massifs les plus élevés de la Sierra de la Peña Labra dominant la vallée supérieure de l'Ebre, les Picos de Europa et des Cantabriques Occidentales (Peña Ubiña, Sierra de Caniellas, etc.). Bien sûr, faute d'observations, nous restons dans le domaine des hypothèses et nous ne pouvons ici faire une étude statistique exhaustive comme dans les Alpes françaises(3).

(3) A. DOUGUEDROIT et M.F. de SAINTIGNON (176) p. 460-461

Se reporter à la fig. 1 - 12 pour les situations des coupes.

Seules les moyennes ont été indiquées pour les stations qui ne disposent pas de séries d'observations supérieures à 20 ans. $\bar{T}$ = moyenne mensuelle - Q_1 = quantile inférieur - Q_3 = quantile supérieur.

L'extrapolation dépend de l'interprétation du gradient thermique vertical. H. LAUTENSACH (4) retient les valeurs calculées par P. MATEO GONZALEZ : $0,40^{\circ}/100$ m en hiver, $0,65^{\circ}/100$ en été (5). Une comparaison entre les températures de la station littorale Castropol et celles de la station d'altitude la plus élevée pour laquelle nous possédons des observations, Puerto de Leitariegos (Cantabrique occidentale) fournit des taux de variation quelque peu différents :

	Puerto de Leitariegos	Castropol	dh et dT	Gradient
h' = altitude en m	1525	27	1498	
T.jv °C	- 0°,8	8°,6	9°,4	0,6°/100m
T.jt	12°,2	18°,6	6°,4	0,4

Malgré les faibles valeurs du gradient thermique qui sont bien celles d'une atmosphère humide, l'on ne doit pas être loin de $- 3^{\circ}$ puisque la moyenne de Riaño atteint à peine 1° en Janvier. Cependant le climat subarctique des régions montagneuses froides caractérisées selon CH. P. PEGUY par une moyenne du mois de plus froid de l'ordre de $- 5$ à $- 6^{\circ}$ ne doit régner que sur les quelques rares hauts sommets dont l'altitude se situe aux environs de 2 500 m.

En été, les régions vascocantabriques élevées sont évidemment plus fraîches que les régions littorales inférieures la moyenne de juillet ne doit guère dépasser 16° au-dessus de 500 m, 12° au-dessus de 1 500 m (carte n° 3). La fraîcheur de cette façade atlantique montagneuse est confirmée par les photos en infra-rouge prises par le satellite NOAA- 4 ; le document publié par le CEMS de Lannion et concernant la journée chaude en Europe occidentale du 30 juillet 1975 oppose

(4) H. LAUTENSACH (375) p. 96

(5) P. MATEO GONZALEZ, op cit. p. 40 et 46

bien les régions élevées vascocantabriques "claires", donc peu chaudes, aux régions sombres donc chaudes des bassins de l'Ebre, de la Meseta intérieure et de quelques régions littorales isolées (côtes basques, région de Santander et Cap Peñas, près de Gijón). Toutefois, les Massifs Cantabriques apparaissent comme des montagnes moyennes moins froides que leurs homologues plus continentales. Ainsi, sur la photo, des montagnes de même altitude ou plus basses ressortent sur la photo du 30 juillet 1975 en gris plus clair : le Massif du Cantal, les Vosges, le Jura. Il faudrait multiplier les analyses de ce type de document; ce simple exemple tend à confirmer l'existence d'un faible gradient thermique vertical en été, et à prouver que ces montagnes océaniques de la façade ibérique sont relativement chaudes en été, à l'échelle de l'Europe Occidentale.

Mais, en plus, dans cet ensemble clair qui correspond à la façade cantabrique montagneuse, de nombreux points foncés se détachent, soulignant la présence de régions basses où règnent des températures au sol plus élevées : vallée du Rio Butrón à l'intérieur des collines basques au N de Bilbao, autour de ce grand centre industriel dans la vallée inférieure du Nervion, dans la vallée supérieure du Cadagua (Valle de Mena et Valmaseda), bassin de la Liébana dans les Picos de Europa. Cette interprétation est corroborée par les données thermiques des stations d'observations de l'intérieur qui sont presque toujours situées dans des lieux topographiquement bas : fonds de vallées et bassins isolés.

Bien sûr, les différences thermiques essentielles qui opposent la station littorale de Punta Galea au débouché du Rio Nervión, au N de la baie El Abra, et la station du Basauri au SE de Bilbao, s'expliquent en grande partie par l'environnement urbain et industriel dans lequel est située

cette dernière station. Celle-ci enregistre en effet des températures maximales nettement supérieures tout au cours de l'année, avec des écarts plus forts en été. Cependant, l'atténuation de l'action modératrice de l'océan ressort de l'analyse des températures minimales qui sont très nettement inférieures pour Basauri. C'est donc un refroidissement nocturne plus sensible qui serait responsable de l'accroissement des écarts thermiques moyens et des moyennes thermiques plus faibles en hiver dans les régions de l'intérieur.

Ces variations thermiques en fonction de l'éloignement par rapport au littoral sont d'ailleurs confirmées par les autres coupes thermiques qui ne passent pas à travers de grandes agglomérations urbaines ou industrielles. Ainsi de Santander à Villacarriedo, de Gijón à Grado, c'est-à-dire de stations littorales, ou très proches de la côte, à des stations de bourgs installés dans des régions déprimées, on constate toujours vers l'intérieur : une augmentation sensible des températures maximales en été, une diminution toute l'année des températures minimales qui sont essentiellement à l'origine de la baisse des températures moyennes mensuelles en hiver (cf Tab. IV).

b) Dans la Galice septentrionale.

Les variations géographiques des températures doivent répondre aux mêmes tendances, bien que les données d'observations soient insuffisantes pour le vérifier. D'autre part, du fait de la configuration du relief, avec l'extension des moyennes et hautes surfaces pénéplanées et de grands bassins tectoniques peu profonds, les stations de l'intérieur sont souvent plus éloignées et situées à des altitudes plus élevées. Ce sont les cas des stations de Labacolla, aérodrome de St-Jacques de Compostelle, à 316 m et de Lugo à 454 m.

Ici incontestablement, l'effet d'altitude vient interférer avec l'effet continental, une interférence qui aboutit à ces conditions thermiques et qui doit se retrouver également dans les régions des Asturies comprises entre 300 et 600 m d'altitude comme celles des collines de Tineo et de la vallée supérieure de Narcea.

La comparaison entre les données thermiques des stations côtières, la Corogne, Cap Finistère d'une part, et les stations de l'intérieur, Labacolla et Lugo d'autre part, souligne encore l'influence continentale avec des températures maximales d'été beaucoup plus élevées pour ces dernières stations. La différence $M - m$ passe donc de $14^{\circ},8$ à la Corogne à $23^{\circ},6$ à Lugo ! Mais cette fois, les températures maximales de l'hiver sont sensiblement plus basses que celles des régions littorales : inférieures à 2 degrés au moins en janvier. Dans ces régions, très nébuleuses en hiver, l'effet d'altitude entrave le réchauffement au cours de la journée comme on l'a constaté dans les régions intérieures plus basses. En outre, l'air froid piégé dans le bassin versant supérieur du Miño est certainement responsable de températures plus rigoureuses en hiver dans la région de Lugo.

c) Dans le N du Portugal.

Au sud de la vallée du Rio Cavado, les régions basses inférieures à 200 m s'élargissent entre la côte et la bordure montagneuse. Dans ces conditions, l'altitude joue un moindre rôle dans la dégradation thermique océanique. Or justement, les cartes (n° 2 et 3) des températures mensuelles moyennes montrent une évolution rapide des aspects thermiques vers l'intérieur. Les courbes d'égales températures parallèles au rivage dénotent l'existence de gradients thermiques

horizontaux élevés, particulièrement en été. Les contrastes thermiques sont encore plus évidents lorsque l'on analyse les températures maximales. L'accroissement de ces températures (Tab. V b) d'Ançora, station côtière, à Braga et à Santo Tirso en passant par la station sublittorale de Porto Serra do Pilar, indique une dégradation rapide de l'influence océanique et surtout une action localisée de l'accumulation d'eaux froides océaniques le long du littoral que l'on a pris l'habitude de désigner sous le nom de courant des Canaries et dont nous verrons dans la deuxième partie la véritable origine.

Cette forme rapide de dégradation tend même à s'accroître vers le S dans le Beira littoral, puisqu'en 40 kilomètres la température maximale moyenne en juillet augmente de 6°,4 entre Figueira da Foz et Coimbra. L'influence rafraîchissante en été des eaux froides ne dépasse guère Montemor O Velho à une dizaine de kilomètres dans l'intérieur des terres. Cette influence entraîne comme conséquence que les températures maximales des montagnes voisines ne sont pas plus basses que celles de la côte, Caramulo à 810 m est plus chaude dans la journée en juillet que Figueira da Foz dont la température maximale est du même ordre de grandeur que la station météorologique de Penhas Douradas dans la Serra da Estrêla.

Dès lors, les montagnes moyennes du centre Portugal proches du littoral au N de la vallée du Mondego semblent être nettement plus chaudes que celles des Asturies et de la Galice, toutes conditions topographiques égales par ailleurs.

En fait cette particularité en été traduit une rapide transition vers le domaine méditerranéen aux étés très chauds.

2°) Les transitions thermiques vers le domaine méditerranéen.

Les températures modérées qui règnent sur le littoral et sur les massifs montagneux du Portugal septentrional nous amènent à nuancer quelque peu le point de vue de P. BIROT (6) qui pense que le Portugal appartient tout entier à la zone de climat méditerranéen. Toutefois, les températures maximales enregistrées au cours de l'été dénotent une forte pénétration de l'ambiance thermique méditerranéenne en direction du N jusqu'à la latitude de Vigo. Elle se fait particulièrement sentir dans les régions sublittorales peu élevées où les maximums moyens dépassent 25° en juillet comme à Santo Tirso, à Braga (cf Tab. V b). Il faut rechercher dans cette pénétration la cause de la diminution du gradient thermique vertical dans les massifs du Minho et des montagnes dominant le Beira Mar au S du Douro. C'est également cette influence qui dans le Minho inférieur et le Beira Mar limite rapidement vers l'intérieur l'action rafraîchissante du courant froid.

En fait le caractère thermique méditerranéen ne se fait pas seulement sentir en été. Pendant les saisons intermédiaires, les conditions d'échauffement sont nettement plus inégalement réparties le long des régions littorales et sublittorales. Alors que nous venons de voir que les données thermiques restent équivalentes sur toute la façade atlantique en hiver, les écarts de températures entre la Galice et le Minho s'accroissent au début du printemps et se maintiennent au coeur de l'automne. Particulièrement en mai (carte n° 4), la température moyenne supérieure à 15° qui concrétise l'extension de l'air tiède; s'étale dans les régions basses jusqu'aux Rías Bajas galiciennes tandis que le long des régions côtières des Mariñas et des Cantabriques les moyennes

(6) P. BIROT (55) p. 5

thermiques ne dépassent guère 14°.

Dès lors, il s'agit de déterminer l'ensemble des causes de l'accroissement brutal de la température vers le S, à partir des Rías Bajas, de la diminution dans les montagnes du Portugal du gradient thermique vertical et enfin de la limitation de l'influence du courant froid.

Car, on ne peut ici invoquer le rôle de la latitude. De fait, ce facteur cosmique peut être représenté en fonction de l'apport d'énergie réalisé par la radiation globale extra-terrestre, par la radiation qui arrive à la surface de l'atmosphère et dont la valeur varie géographiquement en fonction de la latitude et du rythme apparent du soleil. Les valeurs de cette radiation sont bien connues grâce aux tables d'Angot. Or justement, on constate que les différences de valeurs de R.G.A. du S au N, de Coïmbra à la Corogne, s'atténuent sensiblement de l'hiver à l'été, c'est-à-dire qu'elles varient en sens inverse des écarts thermiques. Ainsi : en cal cm^{-2} jour⁻¹ :

<u>Stations</u>	<u>Latitude N</u>	<u>R.G.A. Jv</u>	<u>R.G.A. Jt</u>
Coïmbra	40°,12	364	958
Porto	41°,08	350	956
La Corogne	43°,22	322	954

C'est donc du côté de la circulation atmosphérique qu'il faut rechercher le facteur primordial de différenciation qui provoque sur de faibles distances des variations importantes d'advection d'énergie.

Apparemment, les causes de la dégradation océanique vers le domaine méditerranéen continental sont plus simples à

saisir. Au premier abord, elles sont étroitement liées à la topographie. Ainsi dans le SE de la Galice, les conditions thermiques règnent dans le León et la Vieille Castille : m. égale ou inférieure à 3°; M égale ou supérieure à 28°, apparaissent dans la vallée moyenne du Miño et du Sil aux environs d'Orense et s'affirment définitivement dans le bassin du Bierzo. Les températures minimales sont cependant supérieures à Ponferrada par rapport à celles de Leon, par suite de l'effet d'altitude qui semble agir principalement en hiver et sur les températures nocturnes.

On retrouve cet effet d'altitude sur la retombée méridionale des hauteurs vascocantabriques. Ainsi, dans le bassin versant supérieure du Rio Esla, au S de l'ensemble montagneux des Picos de Europa, la station de Riaño connaît un hiver rigoureux plus froid que celui de León, bien que la différence d'altitude soit très faible, à peine 100 m. Il faut y voir là certainement l'effet de masse du massif montagneux enneigé où l'augmentation de l'albedo est responsable de basses températures. Mais en revanche, en été, le souffle chaud de la Meseta envahit ces régions élevées et provoque avec le versant N un violent contraste thermique que le voyageur venu du versant cantabrique par la vallée du Nalon ressent vivement au débouché du Puerto de Tarna (1490 m). Ainsi à 1000 m d'altitude Riaño enregistre des températures maximales nettement supérieures à celles du littoral.

Toutefois, ces caractéristiques d'un été chaud aux caractères castillans ne se retrouvent pas toujours au S de la ligne de partage des eaux. Ainsi, dans le bassin supérieur de l'Ebre, Reinsa, bien que moins élevée, connaît un été nettement plus frais que Riaño, et les températures maximales

qu'elle enregistre sont du même ordre de grandeur que celles du littoral. Il y a plus, vers l'est, en contrebas, la ville de Vitoria présente en été des moyennes de températures maximales égales à celles de Riaño. Tout se passe comme si, entre les Picos de Europa et les Pyrénées occidentales, un golfe de relative fraîcheur s'insinue vers le S en direction de la vallée de l'Ebre et de la Vieille Castille. D'ailleurs, l'extrémité du synclinal d'Aragon semble être épargnée par cette influence venue du N, car les données thermiques estivales de Pampelune dépassent nettement celles de Vitoria, et ce n'est pas une différence d'altitude de cent mètres qui explique de tels écarts de températures entre ces deux stations ($1^{\circ},3$ à $1^{\circ},9$).

En fait, les moyennes masquent souvent des réalités journalières plus contrastées.

3°) La variabilité des températures quotidiennes.

Les différenciations régionales sont mieux dégagées par l'analyse des distributions des températures quotidiennes. Une telle démarche statistique exigeant une compilation détaillée de données d'observations qui ne sont pas toujours publiées, n'a pu être réalisée pour toutes les stations thermiques de l'ensemble des régions océaniques. Nous avons donc limité notre analyse à des stations littorales, et à quelques stations de l'intérieur où les conditions thermiques présentent des caractères généraux intéressants. Dans la majeure partie des exemples retenus, les distributions de températures se rapprochent de la distribution normale de Gauss. Aussi avons-nous utilisé les graphiques de "probabilité de Gauss", plus exactement les graphiques gaussarithmétiques sur lesquels les courbes des fréquences absolues sont transformées en courbes de fréquences cumulées ayant des allures

de droite. Une telle technique de représentation est beaucoup plus suggestive, car elle facilite la comparaison entre plusieurs stations.

Ainsi ces courbes mettent en évidence des variations régionales qui n'apparaissent guère sur les régimes moyens. Bien sûr, quelle que soit la saison, les stations littorales du domaine océanique présentent des distributions relativement semblables entre elles et fort éloignées de celles de León dont la plus grande variabilité des températures est soulignée par des courbes plus faiblement inclinées. Mais, l'intérêt de cette analyse statistique ne réside pas dans cette remarque qui n'apporte rien de nouveau. Une comparaison plus détaillée des différentes courbes des stations littorales met en lumière quelques traits originaux.

a) Les différences entre les régions littorales océaniques.

En hiver, les conditions thermiques diurnes sont fort voisines pour les stations littorales ou sublittorales de Porto, La Corogne et Castropol. Vers l'Est cependant, les températures maximales deviennent plus variables ; les courbes de Santander et surtout de Saint Sebastien sont très écartées de celles des stations précédentes. Plus exactement, les basses températures sont plus fréquentes dans le fond du Golfe de Gascogne ; à St. Sebastien, une température inférieure à 5° se produit un jour sur dix, un jour sur cinquante à Santander et très rarement dans les autres stations. Il est évident que la différence d'altitude intervient pour abaisser sensiblement la température à St. Sebastien. Toutefois, les courbes tendent à converger vers les températures supérieures et même à se recouper,

concrétisant le fait que le Pays Basque enregistre un peu plus souvent des poussées de température (fig. 1-8). Les courbes des températures minimales soulignent les mêmes tendances avec un peu plus de netteté : au-dessous de la médiane, les températures sont nettement plus basses dans la station basque, alors qu'elles sont plus élevées à partir de la médiane.

Les contrastes sont encore plus évidents en été, surtout en ce qui concerne les distributions des températures maximales. De fait les courbes des températures minimales de juillet soulignent surtout une forte différence entre les stations littorales et celle de León, et présentent encore une convergence dans les températures plus élevées (fig. 1-9a). Tout se passe comme si lors des nuits chaudes les conditions thermiques s'uniformisent dans le NO de la Péninsule Ibérique. En revanche, les différences s'accroissent lorsque les températures maximales augmentent. Les distributions de ces dernières pour le mois de juillet (fig. 1-9b) soulignent des faits fort intéressants. Les températures faibles inférieures à la médiane présentent des distributions voisines pour les différentes stations littorales, les dispositions des courbes correspondent aux différences de situation : les températures plus basses à St. Sebastien sont toujours liées à l'altitude plus élevée de la station, les températures plus fortes à Porto s'expliquent aisément par une latitude plus méridionale. Mais alors pourquoi le faisceau de courbes s'écarte-t-il pour les températures supérieures à la médiane ? D'abord les advections chaudes sont nettement plus fréquentes à Porto qu'à La Corogne, ce que la différence de latitude peut encore expliquer. Seulement, on ne peut invoquer la différence de latitude pour comprendre la fréquence plus élevée des

fortes chaleurs à St. Sebastien. Seules des conditions de circulation atmosphérique peuvent provoquer plus souvent des irrutions d'air chaud sur le littoral basque. Déjà, la description précise des conditions thermiques souligne une des différences essentielles entre cette région et la Galice.

De même, en ce qui concerne les régions intérieures accidentées au climat océanique dégradé, l'analyse des courbes de distribution des températures est pleine d'enseignements.

b) Les conditions thermiques quotidiennes dans quelques régions montagneuses.

En montagne, les stations procédant à des mesures de températures sont très rares et il n'est guère possible de réaliser une étude régionale complète. Nous nous contenterons ici d'analyser quelques exemples remarquables.

L'étude des distributions des températures de deux stations élevées, comprises entre 1500 et 1600 m, Candanchú et Leitariegos, permet de saisir quelques traits généraux des conditions thermiques régnant le long de la chaîne pyrénéo-cantabrique. Au cours de l'hiver, le froid règne en permanence et les gelées nocturnes se produisent à raison de 9 jours sur 10 (fig. 1-10a). Toutefois, le Puerto de Leitariegos semble être un peu moins froid. La station, installée dans le village, au débouché du col, est exposée vers le N et reçoit donc plus directement les masses d'air océaniques plus douces que l'air froid continentalisé qui s'accumule à l'arrière de la chaîne montagneuse. Ainsi, on retrouve en montagne la même évolution géo-

graphique que nous avons soulignée à propos du littoral : l'accentuation du froid vers l'Est. Celle-ci se traduit également par le fait que le rythme diurne gel-dégel est moins fréquent à Candanchu ; dans cette station 56 % des jours sont caractérisés par la succession gel-dégel alors que leur fréquence atteint 75 % à Leitariegos.

Par contre en été, les conditions semblent être inversées. Sur la retombée méridionale de la chaîne intérieure des Pyrénées, Candanchú est plus directement soumise à l'influence de la chaleur ibérique. Celle-ci se traduit par les températures minimales toujours plus élevées avec une très grande rareté des températures inférieures à 0°, alors qu'il gèle encore en juillet près d'un jour sur dix à Leitariegos. Les distributions des températures maximales de juillet sont plus complexes et ne permettent pas de dégager avec netteté les variations régionales. Toutefois, il semble bien que la variabilité des températures diurnes soit plus grande à Leitariegos où les températures fraîches sont fréquentes : quintile inférieure égale à 15°. Malgré tout, on ne peut pas dire que ces stations d'altitude sont froides en été, puisqu'un jour sur deux enregistre une température maximale au moins égale à la limite inférieure du confort thermique, 18° (fig. 1-10c).

Avec l'analyse des températures de Ginzo de Limia et de Alto de Rodicio, on aborde un autre type de région accidentée. Ici, il est question des conditions thermiques régnant dans un bassin isolé, et sur les hauteurs qui l'environnent. Dans la province d'Orense au SE de la Galice, Ginzo de Limia est située dans le bassin tectonique récent d'Antela (7), au fond relativement élevé (600 m), mais en-

(7) P. BIROT et L. SOLE SABARIS (63) p. 39-40

touré de hauts massifs ; en particulier à l'Est, les Sierras de San Mamed et del Burgo sur le rebord desquelles est installée la station de Alto de Rodicio (route d'Orense à Madrid). La différence d'altitude, plus de 300 m, entre les stations, est suffisante pour introduire de sensibles variations de température qui s'ordonnent autour de deux notions générales que l'on doit retrouver dans d'autres bassins de la Galice, des Cantabriques et du Minho.

D'abord évidemment, la diminution de la température avec l'altitude : les températures minimales de janvier (fig. 1-11a) d'Alto de Rodicio sont nettement plus basses que celles de Ginzo, tandis que cette station enregistre en été des températures maximales beaucoup plus élevées. Ensuite, la disposition des courbes suggère dans cette région accidentée, soumise encore à l'influence océanique, l'apparition d'un caractère thermique que l'on a l'habitude d'étudier dans les régions montagneuses à climat continental. De fait, la disposition du relief est ici favorable à l'apparition d'inversion de température. Cette dernière se produit en hiver lorsque l'air froid s'accumule la nuit dans le fond du bassin en période de circulation atmosphérique calme. Ainsi du 19 au 23 janvier 1954, les températures minimales se maintiennent dans le fond du bassin entre -4° et -5° alors que le thermomètre à Alto de Rodicio ne descend guère au-dessous de -3° . Bien sûr, les courbes de fréquences des températures minimales de janvier ne traduisent pas ces combinaisons chronologiques ; mais, les courbes des températures maximales tendent à prouver que pendant l'hiver les réchauffements, liés à des invasions d'air plus doux venues de l'océan, doivent être atténués dans le fond du bassin où se maintient plus longtemps l'air froid. De

même en été, le rayonnement nocturne doit également faciliter cette stratification de l'air.

En fait, c'est principalement en hiver et au début du printemps que ces inversions de températures se produisent dans ces montagnes atlantiques de la Galice et du Portugal septentrional, comme l'a montré J.P. LE BAIL. Dans le Tras Os Montes, ce phénomène thermique est en effet fréquent de janvier à mars sur la bordure orientale des Serras de Gerez et de Barroso, dominant les bassins de Chaves et de Vidago (8). Ainsi, l'inversion de température peut apparaître comme un trait climatique important, dans les montagnes océaniques où les conditions topographiques facilitent une certaine influence continentale.

- B) LES DIFFERENCIATIONS REGIONALES DE L'ENSOLEILLEMENT ET

DE LA NEBULOSITE.

Nous savons que la caractéristique la plus marquante des régions du domaine océanique réside dans la médiocrité de l'ensoleillement. Au-dessus de la façade atlantique du NO de la Péninsule, les ciels sont fréquemment couverts ; les stratus et les brouillards noient les régions littorales, les masses nuageuses denses (nimbostratus ou cumulonimbus) assombrissent l'horizon. Du Pays Basque au Minho, le nombre de jours très nuageux est donc très élevé par rapport à celui des régions méditerranéennes. Ce fait est remarquablement illustré par les données fournies par les services de la météorologie portugaise qui recensent pour les stations complètes les jours très nuageux, définis par une nébulosité égale ou supérieure à 8/10°. Ainsi, pour la période

(8) J.P. LE BAIL (379) p. 60-61

1931-1960, les nombres de jours très nuageux, en année moyenne, soulignent la forte opposition entre le Minho et les régions méditerranéennes.

TAB. NOMBRES MOYENS DE JOURS TRES NUAGEUX N 8/10 (1931-1960)

	<u>J</u>	<u>F</u>	<u>M</u>	<u>A</u>	<u>M</u>	<u>J</u>	<u>Jt</u>	<u>A</u>	<u>S</u>	<u>O</u>	<u>N</u>	<u>D</u>	<u>A</u>
raga (Minho)	16	14	16	13	14	12	9	9	14	14	15	16	162
orto	14	11	15	10	12	9	5	5	8	11	12	14	126
astelo Branco Beira-Baixa)	9	8	9	7	6	3	1	1	3	7	8	10	72
aro (Algarve)	8	6	8	4	4	1	1	1	2	5	7	7	54

Toutefois, la fiabilité de ces données paraît limitée parce qu'elles dépendent d'observations qualitatives qui ne reposent pas sur des mesures précises et comportent une part importante d'appréciation personnelle. Ainsi à Coïmbra avec 144 jours très nuageux par an, la nébulosité serait plus élevée qu'à Porto ! Il n'est donc pas possible d'établir une géographie exacte de la nébulosité de la Péninsule Ibérique d'autant plus que les observations de la météorologie nationale espagnole ne sont pas exactement établies sur les mêmes critères. Cependant, A. BIEL LUCEA (9) a tenté d'étudier la variation de la nébulosité en Espagne sur des définitions proches de celles des Portugais. Ainsi, il oppose les régions nébuleuses du littoral cantabrique et de la Galice, avec un nombre de jours couverts supérieur à 150, aux régions du Levant où ce nombre ne dépasse guère 60. De plus, à partir d'une formule empirique, il a réalisé un essai de cartographie de la nébulosité qui permet de séparer à l'intérieur du domaine océanique un ensemble très nébuleux (plus de 65 %) s'éten-

(9) A. BIEL LUCEA (49) p. 5

dant de la Galice intérieure (St-Jacques-de-Compostelle) au littoral basque, d'une Galice Occidentale moins nuageuse (entre 50 et 60 %). Mais, la carte est trop simplifiée pour pouvoir y dégager des variations régionales précises.

En attendant une cartographie plus détaillée de la nébulosité en Europe Occidentale, réalisée à partir des photos de satellite (10), c'est encore l'étude des variations géographiques de l'ensoleillement qui paraît la plus intéressante.

1°) Les variations régionales de l'ensoleillement.

La carte de l'insolation annuelle (n° 8) représente le négatif de la carte de la nébulosité. Les données d'observations de l'insolation sont assez détaillées malgré le nombre limité de stations de mesures pour pouvoir distinguer sur la carte de nombreuses nuances régionales à l'intérieur même du domaine océanique.

En réalité, c'est dans ce domaine que les variations géographiques sont les plus marquées. Nous savons déjà que l'insolation augmente rapidement vers le S, non seulement au S de l'axe montagneux Pyrénées-Chaîne cantabrique mais encore à travers la Galice méridionale et le Minho. Déjà à partir de la vallée du rio Ulla, on passe brusquement d'une insolation annuelle de 2000 h à 2200 h alors qu'au S de la ría de Vigo, la durée de l'ensoleillement ne cesse d'augmenter. Si l'on met à part les montagnes beaucoup plus nuageuses, la région de Porto et la partie septentrionale de la Beira Mar finissent par enregistrer une insolation supérieure à 2600 h, équivalente à celle des régions méditerranéennes.

(10) E. C. BARRETT (17)

De plus, dans les régions océaniques, au N de la bordure 2000-2200 h/an, les conditions de l'insolation sont loin d'être homogènes. Il y a d'abord, bien sûr, les massifs montagneux où stagnent fréquemment des systèmes nuageux et où par extrapolation l'on peut interpréter la durée de l'ensoleillement à moins de 1600 h/an. Mais, il y a aussi le fait que l'insolation diminue régulièrement de l'Ouest vers l'Est ; du N de la Galice au Pays Basque la diminution est de l'ordre de 200 h, avec près de 2000 à la Corogne et près de 1800 h à Santander et St. Sebastien (11).

En fait, les différences régionales se situent principalement au niveau des rythmes saisonniers ainsi que le met en évidence le tableau suivant :

TAB.V- LES PRINCIPAUX RYTHMES SAISONNIERS DE L'INSOLATION.

	: Janv. :		: Mars :		: Avril :		: Mai :		: Juil. :		: Août :		: Octo. :	
	h	h/H	h	h/H	h	h/H	h	h/H	h	h/H	h	h/H	h	h/H
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
PORTO	142	48	183	49	249	62	275	61	330	72	311	73	194	56
VIGO	101	34	152	41	222	55	268	59	328	71	293	68	184	54
LA COROGNE	96	32	150	40	186	46	221	49	263	57	245	57	155	45
GIJON	86	29	133	36	160	39	176	38	200	43	205	47	136	40
SANTANDER	88	30	138	38	166	41	191	42	206	44	194	45	137	40
S.SEBASTIEN	92	31	145	39	146	36	192	42	207	44	207	48	137	40
VITORIA	72	25	144	39	144	36	200	44	240	52	232	54	134	39

1 - h = heures d'insolation. 2 = h/H = rapport d'insolation en %
H = heures d'ensoleillement possibles au cours du mois.

(11) cf. également la carte de l'insolation en Espagne de
A. BIEL LUCEA (49) p. 7

Chaque mois, on retrouve les grandes variations caractéristiques de l'année : diminution de l'insolation du S vers le N, puis, à partir de la Galice septentrionale, de l'O vers l'E. Mais, l'analyse de ces données mensuelles permet de constater que les écarts entre les régions s'accroissent au cours du printemps pour atteindre un maximum en été puis s'atténuent durant l'automne et l'hiver. Ainsi, pendant la saison chaude, les régions vascocantabriques sont relativement moins ensoleillées, de sorte qu'elles ne présentent aucune période de l'année définie par un ensoleillement se produisant plus d'une heure sur deux.

Bien plus, les rythmes saisonniers diffèrent sensiblement et soulignent à nouveau des conditions variées de la circulation atmosphérique. En Galice, le régime annuel de l'insolation relative suit le rythme du mouvement apparent du soleil, avec une courbe sinusoïdale sensiblement régulière en fonction du mouvement apparent du soleil et de la durée des jours. En revanche, dans les autres régions, l'augmentation de l'insolation relative au printemps est parfois ralentie, sinon interrompue. Dans le Minho portugais, le rapport d'insolation diminue d'avril à mai contrairement avec la hausse sensible de la température que nous avons signalée précédemment. Dans les régions vascocantabriques, le palier du régime de l'insolation relative se situe à la sortie de l'hiver. Alors qu'à Porto et à Vigo, le rapport d'insolation augmente sensiblement de mars à avril, en revanche dans les régions vascocantabriques les écarts entre ces deux mois sont faibles (Gijón - Santander) lorsqu'ils ne sont pas négatifs comme à St. Sébastien et Vitoria. Seules les conditions de la circulation atmosphérique en Europe Occidentale peuvent expliquer l'accroissement relatif de la nébulosité dans ces régions vascocantabriques au printemps et en été.

Toutefois, cette répartition géographique de l'insolation ne rend pas compte d'un aspect important dans ces régions littorales : la fréquence élevée des brouillards et des voiles de stratus bas.

2°) Les brouillards et les mers de nuages.

Les faibles valeurs des moyennes mensuelles du nombre de jours de brouillards à la Corogne et à Santander (Tab.V) semblent confirmer l'opinion de P. ESTIENNE et A. GODARD que le brouillard n'est vraiment pas une caractéristique essentielle du climat maritime (12). Pourtant, lorsque le touriste longe les côtes du Pays Basque au Portugal septentrional, entre le mois de juin et le mois d'octobre, il est frappé par l'apparition fréquente de brouillards denses et persistants. De fait, les statistiques présentées par les stations installées sur des promontoires rocheux indiquent une répartition plus grande des brouillards - Cap Finistère, Monteventoso (ría del Ferrol, au N de la Corogne), Punta Galea (à l'O de Bilbao). Bien plus, sur la façade atlantique du Portugal septentrional, les brouillards pénètrent plus profondément dans l'intérieur des terres, comme le suggèrent les données d'observations présentées par Porto.

(12) P. ESTIENNE et A. GODARD (213) p. 256

TAB. VI - NOMBRES MOYENS DE JOURS DE BROUILLARD

	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	A
PORTO	9	10	7	5	7	8	10	13	11	12	12	12	116
C. FINISTERE	5	5	7	4	7	9	9	9	9	7	5	6	82
LA COROGNE	1	2	2	2	3	5	6	5	3	3	2	2	36
MONTEVENTOSO	4	2	5	4	6	7	8	8	7	9	4	5	69
SANTANDER	4	5	4	5	5	4	4	3	5	7	5	4	55
PUNTA GALEA	6	8	8	8	10	10	10	9	11	10	8	7	105
S. SEBASTIEN	4	4	4	5	7	7	5	4	5	4	4	4	57
REINOSA	12	11	8	10	9	13	14	12	11	10	8	11	129
BURGOS	8	4	2	1	1	1	1	1	2	3	5	9	38

La fréquence des brouillards le long du littoral du Minho est un phénomène bien connu qui entretient des précipitations occultes et atténue les conséquences d'une faible pluviosité estivale (13). Car c'est principalement en été, de juillet à septembre, que les brouillards persistants se succèdent fréquemment, le long des côtes de la façade occidentale, du Cap Ortegal (Galice N) au Cap da Roca (Portugal central). En août, par exemple, les littoraux de la Galice et du Minho sont envahis au moins un jour sur trois par des nappes de brouillards venues de l'Atlantique et poussées par des vents marins du secteur NNO-

(13) P. BIROT (55) p. 22, P. BIROT et J. DRESCH (62) p. 191

A l'E du cap Pênas (NO de Gijon) les brouillards se limitent à la bordure côtière et pénètrent moins profondément dans l'intérieur. Surtout, ils apparaissent plus fréquemment à la fin de l'été et au début de l'automne (Santander, Punta Galea). Et pourtant, durant la saison chaude, ces régions vascocantabriques sont beaucoup moins ensoleillées que les littoraux galiciens et portugais.

Cette apparente contradiction s'explique en réalité par le fait que sur le rebord septentrional des Cantabriques, le ciel est souvent couvert d'un voile bas de stratus qui noie les hauteurs dominant le Golfe de Gascogne. En été, les "chances" sont rares pour le voyageur de pouvoir admirer entre Santander et Gijon la beauté remarquable du paysage montagneux de l'arrière-pays. En dehors des formations nuageuses accompagnant les perturbations, une "mer de nuages" règne fréquemment au-dessus de la façade vascocantabrique, comme le confirme à Reinosa le régime des brouillards qui présente un maximum en été justement.

Ces variations géographiques de la nébulosité sont en fait étroitement liées aux variations de la pluviosité.

- C) LA DIVERSITE GEOGRAPHIQUE DE LA PLUVIOSITE.

Si le domaine océanique est inclus dans l'ensemble qui reçoit au moins 800 mm par an, la pluviosité à l'intérieur de ce domaine est extrêmement variable. Les volumes pluviométriques diffèrent fortement d'un point à l'autre en fonction d'abord du relief. Mais, ce facteur n'est pas le seul à intervenir dans la répartition des pluies. La comparaison des cartes des précipitations mensuelles montre que les rapports

pluviométriques entre les régions océaniques varient au cours de l'année, soulignant l'existence de plusieurs types de régimes pluviométriques.

1°) Une pluviosité calquée sur l'hypsométrie.

La carte détaillée des précipitations en année moyenne est une reproduction simplifiée de la carte des principaux éléments du relief (carte n° 9). Car, dans toutes les régions océaniques tempérées, la répartition des masses pluviométriques est fortement influencée par de faibles dénivellations (ex. : la Bretagne) et, a fortiori, par un relief montagneux dominant directement la façade maritime, comme dans les régions atlantiques du N et du NO de la Péninsule Ibérique.

Ainsi nous avons déjà signalé que les massifs élevés du Minho, les hautes collines séparant les rias galiciennes, les hauts sommets de la chaîne cantabrique et les hauteurs basques se placent parmi les régions les plus arrosées de l'Europe Occidentale. Les fortes précipitations annuelles de ces régions montagneuses qui reçoivent plus de 2000 mm contrastent fortement avec l'indigence pluviométrique des vallées encaissées et des bassins isolés voisins où les pluviomètres enregistrent en année moyenne des précipitations inférieures à 1000 mm (Vallée moyenne du Minho dans la région d'Orense, bassin de Monforte de Lemnos et de Lugo), voire 800 mm (bassin de Chaves, d'Antela, du Bierzo sur la façade occidentale, bassin de la Liébana dans les Picos de Europa). Entre ces deux types extrêmes de régions, l'on peut en outre distinguer deux grands ensembles pluviométriques ; celui des hautes surfaces planes de la Galice qui recueillent entre 1500 et 2000 mm et celui des régions littorales, mises

à part les côtes des Rías Bajas, qui enregistrent entre 1000 et 1500 mm par an.

Mais en dehors de cette répartition en fonction des principales données du relief, la carte met en évidence de sensibles variations régionales, toutes conditions topographiques égales par ailleurs. Bien sûr, nous manquons d'une documentation précise concernant les régions les plus élevées où les réseaux de stations sont faibles, sinon inexistants ; les pluviomètres situés à plus de 1000 m sont quelques unités seulement, et il n'en existe pas au-dessus de 2000 m. Cependant, avec les stations situées à des altitudes moyennes et en fonction de quelques extrapolations vraisemblables, il est possible de souligner les grandes tendances régionales.

Dans l'ensemble, c'est sur la façade occidentale que s'abattent les lames d'eau les plus épaisses. Les records sont atteints sur les versants supérieurs, au-dessus de 600 à 800 m, des massifs du Minho. Les secteurs les plus élevés de la Serra do Gerez (station de Leonte 860 m, Albergaria 800 m) et de la Serra de Soajo (station de Peneda 650 m) enregistrent pour l'année moyenne plus de 3 mètres d'eau ! Et, si de telles quantités ne sont pas mesurées dans les Rías Bajas galiciennes, c'est parce que les interfluves ne dépassent guère 600 m. Toutefois, A. JANSÁ CLAR, dans son étude des régions de forte pluviosité en Espagne, insiste sur le fait que la pluviosité augmente beaucoup plus vite que l'altitude et évalue pour les Sierras à l'E de Pontevedra, délimitant le bassin supérieur du rio Lerez (Sierra de Candon et Sierra de Testeiro 1000 m), les précipitations annuelles moyennes supérieures à 2500 mm à partir de 600 m et à plus de à 3000 mm au-dessus de 1000 m (14). Malgré tout, nous

(14) A. JANSÁ CLAR (326) p. 212-215

pensons que les plus hautes montagnes du S de la Galice (Sierra de Suido, Sierra del Faro) doivent être moins arrosées, à altitudes égales, que les massifs élevés du Minho. Car, ces derniers reçoivent directement les masses d'air océanique chargées de vapeur d'eau, tandis que les montagnes galiciennes constituent seulement le deuxième écran à ces masses d'air qui ont déjà abandonné une partie de leur humidité sur les versants exposés des Sierras moyennes dominant immédiatement l'océan, à l'O du sillon méridien Pontevedra-Tuy.

Les massifs élevés de la Galice septentrionale sont également très pluvieux, surtout les versants élevés exposés au flux océanique de NO, comme ceux des massifs du Bouzamayor et du Fontardion entaillés par la vallée de l'Eume. Là certaines données pluviométriques, comme la moyenne pluviométrique 2200 mm de la station Capela Forestal à 364 m, nous obligent à admettre d'énormes abats sur les plus hauts massifs du bassin versant de l'Eume (Sierra de la Loba, Monte Caxado et Sierra de la Corba). Mais quelle est la fiabilité des observations effectuées dans la vallée de l'Eume (15) ? Quoiqu'il en soit, il semble bien que les montagnes du N de la Province de Lugo soient moins arrosées dans l'ensemble que celles de la Province de Pontevedra et du Portugal septentrional. Car, les observations fournies par les stations d'altitude situées à la limite de la Galice et des Cantabriques Occidentales (Fonsagrada, San Martin de Oscos) suggèrent que la façade montagneuse septentrionale reçoit moins de précipitations. Cette interprétation est confirmée par les données de quelques stations des Cantabriques, installées soit dans les cols (Puerta de Leitariegos) soit dans des vallées supérieures (Cofiñal, Riaño, Sotres). Ainsi, sur l'axe montagneux

(15) La question est posée par les météorologistes de La Corogne.

des Asturies on ne retrouve pas les maximums pluviométriques du Minho ou de la Galice ; à part les fortes précipitations (proches de 3 mètres) des hauts sommets de la Sierra de Ancares et des Picos de Europa, les régions élevées qui reçoivent plus de 2 mètres d'eau sont rares.

En réalité, il faut atteindre l'autre extrémité du domaine océanique pour retrouver des hauteurs abondamment arrosées. D'énormes quantités de pluie s'abattent à nouveau sur les montagnes basques. Ainsi, dans le massif paléozoïque des Cinco Villas aux sommets de 800 à 1000 m, quelques stations peu élevées recueillent pourtant des hauteurs d'eau remarquables : comme Santesteban dans la vallée de la Bidasoa (122 m) avec 1750 mm et surtout comme Articuza dans le bassin versant du rio Anabre (600 m) avec au moins 2600 mm. C'est dire que l'on devrait retrouver sur les sommets de ce massif et sur les chaînes voisines atteignant 1500 m (Sierra de Corbea et Sierra de Urquilla) des précipitations annuelles équivalentes à celles des Sierras de la Galice méridionale. Ainsi d'après les évaluations statistiques de A. JANSAS CLAR, les moyennes annuelles pluviométriques doivent dépasser 2500 mm à partir de 700 m sur les versants N des hauteurs Basques (16).

Ces rapports de répartition géographique de la pluviosité se modifient cependant au cours de l'année.

2°) Les variations saisonnières de la répartition des pluies.

Evidemment, tout au cours de l'année, la répartition des pluies se fait en fonction du relief, mais d'une région à l'autre les rapports pluviométriques ne sont pas constants. L'analyse de quelques cartes de pluies mensuelles (fig. 1-3a

à 1-3f) met en évidence ces variations régionales. Sans entrer dans une énumération fastidieuse, on peut toutefois souligner les grandes variations saisonnières.

D'abord, en automne et en hiver, nous retrouvons les principaux caractères dégagés par la carte des précipitations annuelles ; autrement dit, toutes conditions topographiques égales par ailleurs, les pluies les plus abondantes sont enregistrées sur la façade occidentale. Toutefois, aux deux extrémités de cette période fraîche et pluvieuse, se dessinent deux renversements de tendance. Ainsi, les pluies d'octobre dans les régions littorales et sublittorales vascocantabriques sont supérieures à celles des régions côtières du NO de la Galice, sur la bordure des Mariñas. En revanche, à la fin de l'hiver, en mars, toutes les régions vascocantabriques littorales et montagneuses, sauf les Cantabriques occidentales, sont nettement moins arrosées que leurs homologues de la Galice et surtout du Minho où les stations d'altitude sur les versants occidentaux reçoivent plus de 350 mm !

Or brusquement, en avril (fig. 1-3a), la répartition géographique des pluies se modifie complètement. Bien sûr, comme nous l'avons déjà souligné, au début du printemps, le domaine océanique de la Péninsule reçoit encore de fortes précipitations, nettement supérieures à celles de la Bretagne, mais les précipitations les plus abondantes se produisent cette fois dans les régions vascocantabriques. Effectivement, le mois d'avril est caractérisé par une chute sensible des précipitations dans le Minho et en Galice. Dans les régions basses sublittorales du Portugal N et des Mariñas, les précipitations moyennes mensuelles ne dépassent plus 100 mm, alors qu'elles étaient comprises entre 150 et 200 mm en mars,

soit en gros une diminution de 100 %. Dans les régions vascocantabriques, l'augmentation des pluies en avril et mai n'est pas seulement relative par rapport à celles des autres régions océaniques. A l'E de Gijon jusqu'au fond du Golfe de Gascogne, les pluies d'avril sont nettement plus élevées que les précipitations du mois de mars, aussi bien dans les régions montagneuses que dans les régions littorales. Chacun des types de régions topographiques est situé dans une tranche pluviométrique supérieure. Ainsi, un véritable volant pluviométrique s'établit entre les deux régions au passage de l'hiver et du printemps.

Jusqu'à la fin de l'été et au début de l'automne les régions vascocantabriques restent les plus arrosées. La carte de juillet (fig. 1-3e) souligne même que les régions littorales basques sont nettement plus arrosées que les massifs montagneux des Cantabriques occidentales, de la Galice et du Minho. Il y a là un bouleversement profond de la répartition des pluies. Ce fait fondamental se maintient en août (fig. 1-3f) bien que les pluies augmentent à nouveau en Galice qui, au N de la ría de Vigo, se détache nettement du Minho.

En résumé, l'on peut distinguer deux grands faits dans les variations saisonnières de la répartition des pluies. D'abord, sur la façade Ouest, du Minho à la Galice, les oppositions s'accroissent en été selon la latitude ; d'octobre à mai les régions basses de la Galice et du Minho reçoivent en moyenne des précipitations de même ordre de grandeur, tandis que pendant la saison chaude la baisse pluviométrique est plus accentuée et plus durable au S de la ría de Vigo. Ensuite, sur l'ensemble du domaine, les rapports régionaux s'inversent selon le volant pluviométrique qui divise l'année

en deux grandes périodes. D'octobre à mars, les précipitations les plus abondantes sont recueillies dans l'ensemble lusitano-galicien ; en revanche d'avril à septembre les Asturies orientales et le Pays Basques restent des régions pluvieuses qui ne connaissent guère de période sèche.

Dès lors, l'élément de différenciation régionale le plus apparent semble être la diversité des régimes pluviométriques.

Déjà de nombreux auteurs E. ALT (1932), H. LAUTENSACH (1951), P. BIROT (1953) et J.M. HOUSTON (1967) qui ont étudié la variation des régimes pluviométriques moyens sont tous d'accord pour opposer la façade occidentale, de la Galice à l'Andalousie, avec un maximum pluviométrique d'hiver, à la façade septentrionale des régions vascocantabriques où les plus fortes pluies saisonnières se produisent beaucoup plus tôt, en automne. A l'intérieur du domaine océanique, la limite entre ces deux types de régimes pluviométriques est plus difficile à tracer : H. LAUTENSACH la fait passer à l'extrémité des Cantabriques occidentales (17) et P. BIROT la situe déjà à la longitude de Gijon (18) tandis que E. ALT, cité par V. MASACHS ALAVEDRA (19) admet une transition définie par un maximum automne-hiver à travers les Cantabriques occidentales et la Galice intérieure. A une plus grande échelle, la réalité est plus complexe, comme nous le voyons sur les cartes climatiques des schémas stationnels des régimes moyens thermopluviométriques (carte n° 1) établis à partir des données de la période 1946-1965 qui ne sont guère très éloignées de celles des séries plus longues, 1940-1970.

(17) H. LAUTENSACH (372) p. 153-154 et carte 6

(18) P. BIROT (62) p. 52

(19) V. MASACHS ALAVEDRA (428) p. 27

De la lecture des cartes et d'une analyse plus attentive des valeurs pluviométriques mensuelles et saisonnières, il ressort quelques caractères différents qui permettent d'établir facilement une classification. Cette typologie tient compte d'une hiérarchie saisonnière en fonction des valeurs pluviométriques, bien que nous n'ayions pas suivi exactement les principes de classement de R. MUSSET selon un cadre saisonnier préétabli. Il nous est apparu plus important de faire ressortir quelques idées qui soulignent des diversités régionales et soulèvent un certain nombre de problèmes. D'abord nous avons classé les régions en fonction de la saison la plus arrosée, définie par le trimestre qui totalise le volume de pluie le plus élevé. Ensuite nous avons tenu compte de la présence ou de l'absence d'un maximum secondaire printanier dont les conséquences sur la végétation sont très importantes, et, à l'intérieur de l'été, de l'importance des pluies du mois d'août par rapport à celles du mois de juin, puisque le mois de juillet est partout le mois le moins pluvieux. De la combinaison de ces trois éléments nous obtenons les types fondamentaux suivants (fig.1-13).

a) Types océaniques à un seul maximum pluviométrique saisonnier AH et H.

Il correspond au régime océanique simple, à un seul maximum et à un seul minimum ; les sous-types diffèrent en fonction de la position du maximum. Le premier AH est caractérisé par un total élevé des pluies de la fin de l'automne et du début de l'hiver, trimestre novembre-décembre-janvier avec un maximum mensuel mal détaché de novembre ou de décembre. Ce sous-type s'étend dans la Galice septentrionale et intérieure (sauf le bassin de Lugo). On peut y préciser une variante, lorsque le maximum mensuel de novembre est très nettement supérieur : type n AH sur la bordure S des Cantabriques

occidentales et les sierras de Montes de León, au N du Bierzo encadrant la vallée supérieure du Sil.

Le deuxième soustype H est représenté par les stations très pluvieuses sur les versants occidentaux des massifs du Minho (Serra do Caramulo, Gerez) et de leur avant pays (Braga). Dans ces régions, le total saisonnier le plus fort est recueilli durant le trimestre hivernal janvier-février-mars.

b) Les types océaniques avec un maximum pluviométrique secondaire mensuel en mai : AH mi.

Il apparaît dans un ensemble de régions axées sur le Minho et le Sil et qui se prolonge hors du domaine océanique dans le León. Là, le maximum pluviométrique saisonnier est toujours AH, mais la diminution des pluies à partir de la fin de l'hiver n'est pas régulière, elle est interrompue par une remontée momentanée en mai (mi).

Le type se prolonge vers les hauteurs méridionales des Cantabriques centrales (bassins supérieurs de l'Esla et du Pisuerga) où les très fortes pluies de novembre nous amènent à reconnaître l'ensemble n AH mi.

c) Les types océaniques avec un maximum principal d'automne-hiver et un maximum pluviométrique secondaire saisonnier de printemps : AH-P

Le maximum pluviométrique se situe toujours dans le trimestre novembre-janvier. Seulement le "volant pluviométrique" de la fin de l'hiver au début du printemps fait sentir son effet puisque les pluies du bimestre avril-mai (P)

égalent ou dépassent les pluies du bimestre février-mars (h), d'où les sous-types suivants :

AH-P - Sur la façade littorale des Asturies occidentales de Gijon à la ría d'Eo et bassin supérieur de l'Ebre (Reinosa). Les pluies du début du printemps sont équivalentes ou faiblement supérieures aux pluies de fin d'hiver (h) et le mois d'août est plus arrosé que juin.

AH-Pa - Tout l'ensemble montagneux, à l'Est de la vallée du Navia, des Cantabriques (sauf la Liébana) aux hauteurs basques, avec des pluies de début de printemps (avril = a) nettement supérieures à celles de mars.

d) Types océaniques avec maximum principal d'automne et maximum secondaire de printemps : AP.

Le maximum pluviométrique cette fois se produit plutôt au cours de l'automne (A), durant le trimestre octobre-novembre-décembre, ou plus rarement de septembre à novembre. En fonction du mois de printemps qui reçoit les plus fortes pluies, nettement supérieures à mars, on distingue :

A-Pa - Avec des pluies fortes en avril. Régions côtières et versants septentrionaux des premiers chaînons montagneux des Asturies orientales à la vallée de Deva.

AP-mi - Avec des pluies fortes en mai, la façade littorale de Guipuzcoa à l'E du Deva.

Ces régimes de type AP de ces façades littorales sont en outre caractérisés par des pluies d'août plus fortes

que celles de juin et qui annoncent le maximum précoce d'automne.

Ces types océaniques AP font place vers le S dans le domaine méditerranéen continental au type du bassin de l'Ebre, où le maximum de printemps devient souvent le plus important, et au type castillan mal défini avec des pluies mensuelles peu différenciées de l'hiver au printemps. On peut dès lors se demander pourquoi du Golfe de Gascogne au bassin de l'Ebre on retrouve des maximums pluviométriques durant les saisons intermédiaires. Les conditions géographiques et les données de la circulation atmosphérique régionale favoriseraient-elles cet enchaînement ?

Cependant, ces rythmes moyens ne suffisent pas à déterminer la diversité du domaine océanique, ils masquent une très grande variabilité des précipitations.

3°) Les différences spatiales de la variabilité pluviométrique.

D'une année sur l'autre les totaux mensuels des précipitations varient fortement. Par suite, les valeurs mensuelles n'ont d'intérêt que dans la mesure où elles permettent, dans une première approche, de donner une connaissance simple des répartitions géographiques de la pluviosité. Il est donc nécessaire de dégager des différentes séries d'observations des valeurs caractéristiques qui permettent de définir la variabilité de la pluviosité dans une région donnée.

a) Etude statistique et représentation cartographique de la variabilité.

L'analyse statistique nous enseigne les moyens de déterminer, à partir d'une série classée, des valeurs parti-

culières qui sont atteintes et dépassées tant de fois par la variable dans cette série d'observations ordonnées : la médiane est la valeur pour laquelle la moitié des observations de la variable lui sont supérieures et la moitié des observations inférieures, le quintile inférieur qui est dépassé par les 4/5 des observations et le quintile supérieur dépassé par le 1/5 des observations. Ramener les différentes séries pluviométriques mensuelles ou annuelles à ces termes, c'est évidemment perdre de l'information mais c'est tout de même dégager les données essentielles de la variabilité de la pluviosité, car les différences entre ces valeurs particulières "constituent des paramètres de dispersion" (20). La connaissance de ces éléments statistiques suppose au préalable une étude de la distribution de ces valeurs d'autant plus que les méthodes de calcul des paramètres de dispersion dépendent des formes de distribution.

Or les valeurs de pluie se distribuent le plus fréquemment selon deux types. Déjà l'on sait que dans les régions océaniques et plus particulièrement dans les régions océaniques du N de l'Espagne les totaux pluviométriques annuels présentent une distribution assimilable à la distribution normale de Gauss. Le météorologiste P. MATEO GONZALEZ appliquant le test du X^2 aux séries d'observations de La Corogne, Castropol, Gijón, Santander et Bilbao a montré que l'ajustement des fréquences des données pluviométriques annuelles à la loi de Gauss est statistiquement acceptable (21). En revanche, les séries mensuelles ne se distribuent pas selon la loi normale ; leurs distributions sont généralement définies par la loi dite l'incomplète (22). Cette loi est ainsi appliquée au traitement des séries mensuelles des stations pluviométriques représentées par des schémas stationnels sur la carte climatique détaillée de la France.

(2°) H. GRISOLLET, B. GUILMET et R. ALERY (280) p. 109

(21) P. MATEO GONZALEZ (433) p. 23, 29, 34, etc.

(22) x ... (747) p. 14

STATION LA CROÛNA

Nº 386

ALTITUDE 254

MOYENNES

	F	M	A	M	J	J	A	S	Ø	N	D	T
J	129.7	89.3	76.2	66.3	49.4	27.3	46.7	68.8	87.4	132.6	128.0	995.0

ECARTS TYPES

	F	M	A	M	J	J	A	S	Ø	N	D	T
J	81.8	65.2	37.1	35.9	34.8	21.7	38.5	35.5	58.2	61.9	76.7	175.8

QUINTILE INFÉRIEUR

	F	M	A	M	J	J	A	S	Ø	N	D	T
J	60.97	34.58	45.05	36.10	20.13	9.11	14.40	38.91	38.55	80.57	63.57	847.39

QUINTILE SUPÉRIEUR

	F	M	A	M	J	J	A	S	Ø	N	D	T
J	198.41	144.10	141.58	107.30	96.47	78.68	45.52	98.59	136.26	184.62	192.49	1142.67

Paramètre λ de la loi Γ incomplète, utilisé pour le calcul des valeurs caractéristiques $\lambda = \frac{\bar{x}^2}{s^2}$

	F	M	A	M	J	J	A	S	Ø	N	D	T
J	2.51	1.88	2.64	3.40	2.01	1.59	1.47	3.75	2.26	4.58	2.78	32.05

DONNÉES MENSUELLES PAR ORDRE CROISSANT

J	F	M	A	M	J	J	A	S	Ø	N	D	T
3.0	19.0	1.0	14.0	3.0	1.0	5.0	2.0	11.0	.0	25.0	6.0	728.0
24.0	19.0	6.0	27.0	21.0	7.0	5.0	4.0	19.0	14.0	38.0	35.0	728.0
33.0	22.0	21.0	28.0	21.0	8.0	7.0	6.0	20.0	16.0	44.0	41.0	757.0
50.0	24.0	22.0	29.0	22.0	13.0	9.0	9.0	22.0	28.0	55.0	54.0	795.0
52.0	26.0	28.0	31.0	28.0	17.0	9.0	10.0	31.0	31.0	57.0	58.0	796.0
54.0	27.0	35.0	41.0	33.0	17.0	9.0	11.0	36.0	38.0	63.0	60.0	803.0
61.0	29.0	47.0	42.0	34.0	17.0	12.0	14.0	39.0	47.0	73.0	61.0	824.0
73.0	33.0	43.0	45.0	37.0	20.0	12.0	16.0	43.0	48.0	75.0	71.0	847.0
78.0	39.0	49.0	48.0	47.0	22.0	12.0	17.0	47.0	52.0	85.0	78.0	882.0
82.0	39.0	51.0	51.0	48.0	24.0	14.0	19.0	50.0	53.0	86.0	91.0	888.0
85.0	40.0	52.0	56.0	49.0	26.0	14.0	24.0	51.0	59.0	98.0	93.0	921.0
91.0	44.0	67.0	57.0	49.0	29.0	15.0	24.0	53.0	65.0	102.0	101.0	938.0
95.0	53.0	63.0	61.0	50.0	32.0	17.0	25.0	54.0	69.0	118.0	103.0	938.0
103.0	54.0	70.0	63.0	52.0	33.0	19.0	25.0	55.0	71.0	118.0	106.0	962.0
104.0	59.0	78.0	64.0	53.0	34.0	19.0	29.0	60.0	74.0	125.0	110.0	966.0
109.0	69.0	85.0	65.0	53.0	43.0	20.0	35.0	61.0	75.0	127.0	120.0	985.0
113.0	81.0	89.0	68.0	53.0	48.0	22.0	36.0	65.0	79.0	129.0	120.0	1010.0
113.0	88.0	100.0	73.0	60.0	52.0	24.0	39.0	66.0	86.0	154.0	122.0	1013.0
120.0	91.0	110.0	82.0	60.0	52.0	24.0	45.0	71.0	89.0	154.0	126.0	1020.0
135.0	94.0	117.0	94.0	84.0	55.0	28.0	56.0	79.0	90.0	156.0	134.0	1023.0
145.0	102.0	119.0	97.0	86.0	55.0	29.0	60.0	84.0	93.0	159.0	135.0	1034.0
149.0	110.0	120.0	97.0	86.0	59.0	29.0	60.0	84.0	97.0	174.0	139.0	1046.0
153.0	111.0	128.0	101.0	91.0	65.0	29.0	62.0	85.0	101.0	177.0	155.0	1067.0
163.0	130.0	130.0	103.0	92.0	67.0	31.0	62.0	92.0	103.0	179.0	169.0	1080.0
166.0	131.0	146.0	107.0	94.0	74.0	36.0	72.0	92.0	108.0	179.0	171.0	1090.0
182.0	132.0	147.0	107.0	96.0	83.0	37.0	75.0	93.0	111.0	190.0	174.0	1113.0
228.0	133.0	148.0	115.0	104.0	84.0	39.0	77.0	94.0	136.0	196.0	182.0	1162.0
237.0	188.0	150.0	123.0	109.0	87.0	58.0	86.0	104.0	147.0	202.0	187.0	1189.0
251.0	200.0	160.0	127.0	110.0	88.0	60.0	103.0	120.0	145.0	206.0	194.0	1193.0
257.0	202.0	167.0	137.0	110.0	106.0	63.0	115.0	120.0	166.0	207.0	240.0	1200.0
293.0	228.0	182.0	142.0	141.0	130.0	68.0	123.0	138.0	215.0	223.0	262.0	1404.0
348.0	232.0	239.0	146.0	147.0	133.0	100.0	155.0	159.0	271.0	269.0	399.0	1439.0

TAB. VII ANALYSE DES
DISTRIBUTIONS DES VALEURS
PLUVIOMETRIQUES. Traitement
des données pour la carto-
graphie des régimes
probables.

MÉDIANES

113.0	75.0	81.0	70.0	61.0	42.0	22.0	37.0	62.0	81.0	123.0	117.0
-------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	-------	-------

MOYENNES

J	F	M	A	M	J	A	S	θ	N	D	T
453.2	412.1	446.5	261.9	250.8	135.2	108.7	204.1	315.2	430.4	466.4	3537.4

ECARTS TYPES

J	F	M	A	M	J	A	S	θ	N	D	T
375.7	370.9	303.9	188.2	164.2	116.0	88.5	140.6	234.2	280.3	299.9	891.8

QUINTILE INFERIEUR

J	F	M	A	M	J	A	S	θ	N	D	T
147.65	100.56	191.23	103.81	112.89	37.77	29.43	85.97	118.47	194.96	214.46	2788.29

QUINTILE SUPERIEUR

J	F	M	A	M	J	A	S	θ	N	D	T
778.78	723.59	701.78	420.04	388.63	232.73	178.07	322.17	511.89	665.83	718.26	4286.57

Paramètre λ

J	F	M	A	M	J	A	S	θ	N	D	T
1.52	1.23	2.16	1.94	2.33	1.36	1.38	2.11	1.81	2.36	2.42	15.73

DONNEES MENSUELLES PAR ORDRE CROISSANT

J	F	M	A	M	J	A	S	θ	N	D	T
35.0	.0	2.0	51.0	40.0	4.0	5.0	17.0	23.0	14.0	46.0	1774.0
57.0	23.0	22.0	51.0	42.0	21.0	12.0	32.0	58.0	40.0	104.0	2154.0
59.0	53.0	55.0	77.0	77.0	24.0	12.0	48.0	93.0	85.0	129.0	2437.0
95.0	55.0	72.0	80.0	83.0	28.0	19.0	64.0	104.0	160.0	149.0	2613.0
116.0	93.0	97.0	82.0	83.0	34.0	20.0	72.0	131.0	170.0	197.0	2631.0
137.0	95.0	156.0	82.0	90.0	49.0	25.0	73.0	166.0	188.0	199.0	2722.0
155.0	99.0	171.0	105.0	91.0	51.0	29.0	84.0	170.0	223.0	212.0	2735.0
158.0	100.0	182.0	117.0	115.0	52.0	31.0	100.0	175.0	258.0	228.0	2890.0
166.0	122.0	212.0	137.0	152.0	61.0	34.0	104.0	192.0	297.0	233.0	2937.0
253.0	143.0	220.0	138.0	159.0	69.0	57.0	113.0	192.0	306.0	259.0	3025.0
292.0	149.0	239.0	147.0	166.0	73.0	58.0	119.0	205.0	316.0	299.0	3194.0
343.0	160.0	394.0	167.0	177.0	81.0	72.0	137.0	241.0	318.0	317.0	3303.0
349.0	181.0	406.0	203.0	178.0	84.0	73.0	153.0	244.0	334.0	347.0	3398.0
426.0	346.0	481.0	214.0	212.0	108.0	80.0	157.0	254.0	341.0	429.0	3470.0
463.0	372.0	510.0	215.0	231.0	117.0	87.0	184.0	256.0	366.0	458.0	3727.0
465.0	417.0	548.0	265.0	248.0	135.0	100.0	204.0	274.0	395.0	462.0	3789.0
439.0	430.0	564.0	278.0	298.0	142.0	118.0	245.0	276.0	446.0	520.0	3789.0
497.0	446.0	603.0	288.0	312.0	157.0	125.0	252.0	308.0	495.0	529.0	3874.0
541.0	670.0	619.0	297.0	355.0	162.0	124.0	254.0	324.0	516.0	608.0	3931.0
551.0	672.0	624.0	362.0	360.0	165.0	143.0	269.0	363.0	522.0	610.0	3935.0
567.0	698.0	664.0	427.0	368.0	181.0	165.0	327.0	396.0	579.0	651.0	4125.0
617.0	713.0	689.0	449.0	403.0	223.0	165.0	345.0	457.0	584.0	668.0	4128.0
727.0	798.0	752.0	468.0	418.0	230.0	184.0	350.0	496.0	679.0	706.0	4256.0
1126.0	840.0	758.0	483.0	419.0	257.0	209.0	411.0	613.0	695.0	777.0	4323.0
1128.0	853.0	833.0	489.0	492.0	260.0	226.0	413.0	668.0	779.0	788.0	4518.0
1339.0	1284.0	896.0	618.0	552.0	332.0	264.0	448.0	898.0	780.0	799.0	4962.0
1352.0	1292.0	1182.0	796.0	668.0	546.0	374.0	546.0	991.0	960.0	1120.0	5038.0
									1205.0	1214.0	5370.0

MEDIANES

375.0	297.0	380.0	216.0	213.0	102.0	79.0	169.0	257.0	370.0	399.0	3383.0
-------	-------	-------	-------	-------	-------	------	-------	-------	-------	-------	--------

Ce sont ces méthodes statistiques et cartographiques qui ont été appliquées pour élaborer la carte des régimes probables des stations océaniques de la Péninsule Ibérique (cf. Tab. VII). Les schémas circulaires figurent, pour chaque mois, la médiane et les quintiles dont les écarts expriment la variabilité pluviométrique. Sans entrer dans l'analyse détaillée des résultats numériques dont la lecture s'effectue directement sur chaque graphique, il est possible de tirer quelques idées essentielles de l'étude de cette carte. D'abord elle confirme les grandes variations saisonnières du maximum pluviométrique distinguées dans la typologie des régimes moyens : -en Galice et dans le Minho inférieur la régularité des fortes pluies du trimestre novembre-décembre-janvier dont les valeurs caractéristiques sont toujours les plus élevées -dans le Minho intérieure et montagneux la tendance aux fortes pluies du trimestre hivernal janvier-mars, mais se traduisant surtout par les fortes valeurs des quintiles supérieurs (Tab. VII)- dans les régions littorales des régions basques une forte pluviosité du trimestre octobre-décembre, avec une région de transition de Castropol à Gijón. Ensuite, apparaît la régularité du maximum secondaire printanier des régions vascocantabriques puisque les médianes et même les quintiles inférieurs du mois d'avril ou de mai sont toujours plus élevés que ceux de mars. Enfin la régularité du maximum secondaire mensuel de mai s'affirme dans la Galice méridionale et des régions de climat de transition vers le climat du León.

D'autre part, les intervalles entre les quintiles mettent en évidence les mois caractérisés par une forte variabilité. Bien sûr, les valeurs absolues de ces différences sont proportionnelles aux quantités de pluies enregistrées et à cet égard la station d'altitude Leonte, fortement arrosée,

présente une variabilité pluviométrique beaucoup plus grande que celle de Porto. Mais pour une station donnée et pour des précipitations moyennes équivalentes, les valeurs des écarts interquintiles et les écarts-types, paramètres de dispersion, précisent les fluctuations pluviométriques dans le temps et dans l'espace. En hiver, sur la façade occidentale, de la Galice au Minho, la variabilité interannuelle atteint un maximum durant le mois de février (Tab. VIII). De fait, à La Corogne, à Porto, à Léonte c'est pendant ce mois que le coefficient de variation, rapport de l'écart-type à la moyenne, est le plus élevé. Ce coefficient augmente sensiblement cependant en été, mais cette forte variabilité porte sur des valeurs moyennes faibles et elle ne peut être comparée à la variabilité de l'hiver. En revanche cette forte variabilité estivale tend à disparaître dans les régions vascocantabriques où se vérifie ainsi la régularité des pluies d'été. De même, les valeurs du coefficient de variation en février diminuent vers l'E soulignant une variabilité relativement plus faible en fin d'hiver dans les régions du Guipuzcoa.

En réalité, ce n'est pas avec les paramètres mensuels de chacune des stations que l'on peut vraiment comparer, entre les différents régimes, les enchaînements des fluctuations pluviométriques. Seule une étude des covariations permet de voir si les variations interannuelles s'effectuent dans le même sens.

b) Les covariations pluviométriques.

Or justement, à l'inverse de ce que l'on pourrait penser, les variations interannuelles ne sont pas uniformes dans l'ensemble du domaine océanique. D'une année sur l'autre, les limites entre les régions recevant des pluies supérieures à la normale et celles moins arrosées qu'en année

Tab. VIII - COEFFICIENTS DE VARIATION $C_v = \frac{\sigma}{\bar{X}} \times 100$

	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D
LA COROGNE	63	73	62	49	55	71	81	83	52	67	47	60
SANTIAGO-LABACOLLA	64	72	66	73	67	99	73	76	61	87	60	75
VIGO	59	91	72	61	67	68	112	78	75	77	68	57
PORTO	62	85	60	67	64	79	133	82	74	72	62	51
LEONTE	81	90	68	72	65	86	119	86	69	74	65	64
AFO DE RODICIO	75	86	66	72	45	75	100	65	58	66	54	69
GIJON	45	60	56	50	65	67	91	69	67	56	50	56
SANTANDER	63	58	54	57	49	51	85	66	58	66	57	62
VILLACARRIEDO	48	62	60	49	34	73	58	61	63	59	63	64
PUNTA GALEA	48	62	54	52	40	58	53	72	62	50	52	63
SAN SEBASTIAN	50	55	56	61	39	44	45	59	46	54	42	58
ARTICUZA	52	61	52	55	63	37	50	78	59	49	50	67
SOTRES	58	60	52	43	63	82	93	75	76	59	65	73

moyenne fluctuent constamment et recoupent les grandes limites climatiques. Lors des dernières décennies d'importantes variations pluviométriques par rapport aux normales ont été enregistrées. Leur étude est facilitée par la publication, chaque année dans le "boletín mensual climatológico" de décembre, d'une carte simplifiée montrant les variations régionales des écarts par rapport à la normale. L'utilisation de ce document complété par les données des stations portugaises, attire l'attention sur le déphasage des variations pluviométriques des différentes régions de la façade océanique ibérique. Les années retenues (fig. 1-14) ont une grande signification à cet égard. Quel que soit le caractère général de l'année dans l'ensemble de la Péninsule Ibérique, année particulièrement peu pluvieuse comme 1953 ou exceptionnellement arrosée comme 1959, les signes des écarts à la normale sont constamment différents d'une région océanique à l'autre. Rarement, la disposition des types de fluctuations régionales présente un caractère zonal et isole entièrement le domaine océanique. Même, lorsque les fortes variations positives sont uniquement incluses dans ce domaine, il existe toujours une proportion importante de régions océaniques où les écarts à la normale sont de signe contraire : 1952 et 1958. Seuls, la Galice occidentale (Cap Finisterre, Rías Bajas) et le Minho semblent enregistrer des fluctuations de même sens.

On ne peut se limiter à ces quelques exemples annuels qui incitent à analyser de plus près les covariations de longues séries d'observations pluviométriques. Ces études de covariation sont généralement réalisées pour montrer les liens entre différents éléments atmosphériques. Mais, elles peuvent être appliquées pour la comparaison entre plusieurs régions des fluctuations d'un seul élément, par exemple des fluctuations pluviométriques.

L'analyse de la covariation peut s'effectuer selon diverses démarches statistiques. Le traitement par ordinateur nous a permis d'appliquer le coefficient de corrélation ou de covariation tendancielle proposé par H. GRISOLLET et col. (23) et dont la présentation est la suivante :

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (a_i - \bar{a})(b_i - \bar{b})}{n \sigma_a \sigma_b}$$

dont a_i et b_i sont les précipitations d'une année enregistrées dans les stations A et B, $\bar{a}$, $\bar{b}$, et σ_a σ_b sont les moyennes et les écarts-types de ces stations, n le nombre d'années d'observations.

L'application de ce traitement statistique peut donner lieu à une étude des covariations des différentes stations par rapport à une autre station prise comme référence. Le but recherché ici est de tenter de préciser les liens entre les différentes stations et la station qui représente un type climatique défini a priori. Ainsi, nous avons cartographié (fig. 1-15) les covariations tendanciennes des précipitations annuelles des stations du NO de la Péninsule Ibérique par rapport à La Corogne. Une dégradation rapide de l'enchaînement des fluctuations pluviométriques à partir de la Galice apparaît à la lecture de la carte : une dégradation vers le S sensible surtout au S du Minho, une dégradation encore plus nette vers l'E, soulignant une nouvelle fois les fortes différences entre la Galice et les régions vascocantabriques. Or ces différences, étant donné la permanence du relief, ne peuvent s'expliquer que par des actions différentes de la circulation atmosphérique.

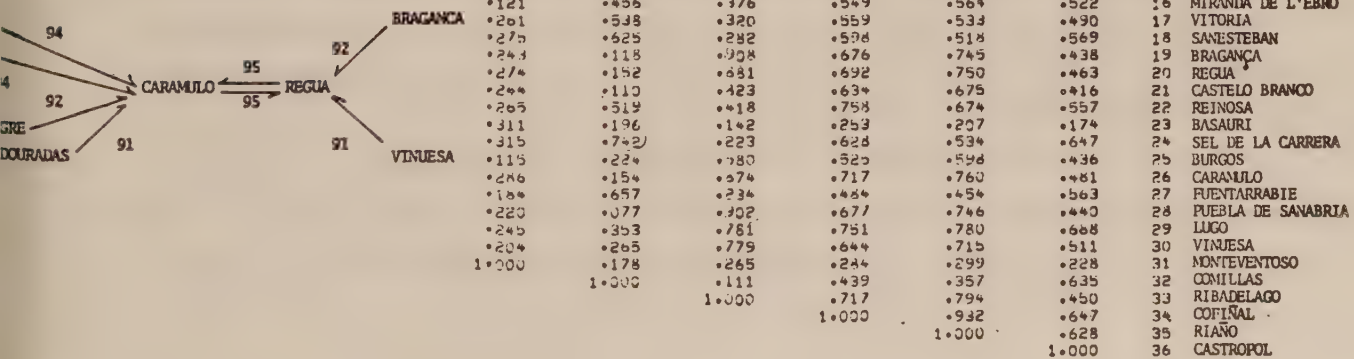
(23) H. GRISOLLET et col (280) p. 241

COEFFICIENT CORRELATION MATRIX

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
.000	.25	.245	.166	.137	.208	.520	.241	.232	.157	1
	1.000	.414	.737	.674	.746	.484	.785	.753	.715	2
		1.000	.902	.844	.863	.340	.867	.839	.890	3
			1.000	.902	.890	.315	.790	.798	.905	4
				1.000	.879	.255	.754	.742	.848	5
					1.000	.333	.784	.779	.839	6
						1.000	.336	.426	.273	7
							1.000	.842	.783	8
								1.000	.766	9
									1.000	10
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
.062	.306	.155	.295	.417	.555	.667	.776	.147	.214	1
.253	.823	.663	.840	.511	.445	.432	.484	.730	.778	2
.272	.639	.766	.891	.298	.382	.349	.351	.881	.925	3
.247	.758	.784	.824	.228	.332	.298	.240	.896	.940	4
.247	.725	.796	.760	.215	.341	.294	.240	.901	.859	5
.271	.732	.744	.792	.283	.366	.365	.320	.881	.904	6
.137	.324	.356	.350	.229	.532	.551	.617	.296	.330	7
.241	.793	.708	.842	.401	.345	.311	.343	.800	.805	8
.312	.742	.687	.819	.307	.307	.308	.357	.754	.780	9
.251	.796	.788	.837	.209	.337	.294	.253	.866	.908	10
.063	.256	.335	.244	.089	.209	.149	.101	.325	.265	11
	1.000	.668	.241	.369	.369	.351	.378	.744	.789	12
		1.000	.496	.246	.453	.328	.231	.839	.768	13
			1.000	.365	.362	.343	.393	.789	.841	14
				1.000	.533	.637	.701	.220	.274	15
					1.000	.712	.581	.379	.357	16
						1.000	.677	.308	.318	17
							1.000	.259	.318	18
								1.000	.912	19
									1.000	20
21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	
.031	.430	.154	.714	.307	.218	.831	.072	.356	.322	1
.617	.437	.218	.414	.525	.796	.474	.681	.863	.711	2
.607	.436	.173	.271	.571	.937	.295	.827	.835	.779	3
.541	.432	.135	.204	.575	.942	.215	.878	.775	.778	4
.901	.430	.153	.181	.576	.857	.195	.910	.713	.731	5
.855	.423	.220	.258	.570	.911	.267	.821	.764	.815	6
.251	.451	.236	.491	.348	.352	.506	.238	.502	.407	7
.710	.488	.192	.272	.502	.815	.311	.769	.767	.695	8
.710	.376	.221	.242	.440	.812	.283	.743	.731	.655	9
.811	.221	.142	.195	.567	.925	.202	.876	.773	.761	10
.247	.178	.117	.035	.380	.268	.104	.293	.256	.285	11
.653	.303	.154	.303	.492	.807	.377	.730	.807	.668	12
.773	.444	.147	.193	.684	.763	.215	.852	.700	.719	13
.643	.428	.188	.294	.522	.874	.350	.778	.846	.716	14
.165	.434	.190	.769	.347	.282	.754	.153	.447	.357	15
.344	.460	.131	.549	.503	.360	.533	.327	.457	.536	16
.243	.467	.199	.717	.495	.335	.531	.250	.392	.474	17
.144	.482	.205	.779	.275	.339	.768	.206	.472	.434	18
.453	.483	.176	.194	.614	.844	.206	.903	.774	.810	19
.457	.413	.142	.249	.579	.957	.275	.840	.813	.831	20
1.000	.452	.173	.153	.563	.816	.123	.877	.668	.715	21
		.275	.734	.407	.418	.478	.352	.494	.453	22
	1.000		.230	.034	.152	.173	.126	.172	.118	23
		1.000		.262	.260	.644	.146	.413	.745	24
			1.000		.547	.413	.490	.516	.667	25
				1.000		1.000	.267	.843	.822	26
							1.000	.153	.430	27
								1.000	.745	28
									.765	29
									1.000	30

Tab. IX - MATRICE DES COEFFICIENTS
DE COVARIATION DES STATIONS

Tab. IX - MATRICE DES COEFFICIENTS
DE COVARIATION DES STATIONS
DU NO DE LA PENINSULE
IBERIQUE (1940-1969)
- Coefficient de covariation de H. GRISOLLET
et col (1961)
- Interprétation : linkage
analysis S. GREGORY
(Weather 1975)



Dès lors, la covariation devient un élément important de différenciation régionale climatique et son analyse peut contribuer à la mise au point d'une classification régionale. Ainsi, le traitement selon le principe du "linkage analysis" d'une matrice de coefficients de covariations calculés entre toutes les stations retenues et non plus uniquement par rapport à une seule station typique, permet de définir des couples de stations associés par les plus forts coefficients. Les principes généraux de cette méthode d'analyse, qui a été mise au point aux Etats-Unis à la fin de la décennie 50, sont clairement exposés dans l'ouvrage de J.B. RACINE et H. REYMOND consacré à l'introduction de l'analyse quantitative en Géographie (24). Elle consiste à partir d'une matrice de corrélations :

- 1) à dégager le couple de stations qui est associé par le plus fort coefficient, et déterminer ensuite les autres stations qui ont leur plus fort coefficient avec l'une des stations du couple.
- 2) à définir un deuxième couple de stations unies par un haut coefficient et qui ne sont pas liées au premier groupe, et voir si d'autres stations ne sont pas associées à ce deuxième groupe.
- 3) à procéder de cette façon jusqu'à épuisement des stations.

Dans ces conditions et en schématisant la définition des groupes selon la pratique exposée par S. GREGORY (25), nous avons traité une matrice de 36 stations du NO de la Péninsule Ibérique pour la période 1940-1969 (Tab. IX). Ainsi tout l'ensemble des stations du N Portugal sont associées par de forts coefficients tandis que le N de la Galice forme un autre groupe, ainsi surtout que les régions vascocantabriques. Malheureusement, le nombre de séries chronologiques

(24) J.B. RACINE et H. REYMOND (569) p. 151-160.

(25) S. GREGORY (279) p. 277

homogènes et comparables est insuffisant pour établir une carte détaillée des régions de variations pluviométriques. Les enseignements que l'on peut tirer de l'application de la méthode sont pourtant d'un très grand intérêt. Elle constitue une base pour l'interprétation synoptique et confirme que les conditions de la circulation atmosphérique sont fort différentes à l'intérieur du domaine océanique.

On pourra objecter qu'il existe d'autres algorithmes de classification plus complets et plus "performants". A ce sujet, J.B. RACINE et H. REYMOND font remarquer que "l'analyse élémentaire des systèmes de chaînons existant au sein d'une matrice de corrélations aboutit en effet le plus souvent à des résultats très voisins (parfois identiques) de ceux que l'on obtient avec un modèle factoriel" (26).

L'essentiel est de choisir la méthode la plus simple qui permet d'atteindre efficacement le but recherché, de trouver une solution au problème clairement posé. Ici, il ne s'agit pas d'obtenir une classification idéale des régimes pluviométriques, mais de préciser un facteur climatique de différenciation régionale qui n'apparaît pas à la lecture des régimes moyens. Le "linkage analysis" suffit amplement pour déterminer les stations qui connaissent des covariations semblables et qui sont par conséquent soumises à des conditions identiques de la circulation atmosphérique. Ainsi les enchaînements des situations synoptiques créent les mêmes variations pluviométriques par rapport aux normales aussi bien à Caramulo, station montagneuse très pluvieuse, qu'à Regua, station peu arrosée dans la vallée encaissée du Douro. Ces stations ne sont pas situées dans le même type de climat régional, mais elles sont liées entre elles par des rapports constants circulation atmosphérique-relief.

(26) J.B. RACINE et H. REYMOND (569) p. 218

Finalement, ce sont les différentes combinaisons des variations des principaux éléments atmosphériques qui façonnent les unités climatiques régionales. La diversité de ces combinaisons se concrétise dès lors par une mosaïque variée de climats régionaux.

II - LA MOSAÏQUE DES CLIMATS RÉGIONAUX DU DOMAINE OcéANIQUE =====

ET DE SES MARGES =====

Le N de la Péninsule Ibérique, nous le savons, est situé dans le secteur méridional de l'aire océanique de l'Europe Occidentale. La conjonction de cette position marginale et du relief accidenté explique ainsi la multiplicité des climats locaux et régionaux, qui se concrétise par la variété des aspects des schémas stationnels représentés sur la carte en couleurs des régimes thermopluviométriques (n°1).

Cette carte à elle seule ne peut suffire à l'élaboration d'une classification satisfaisante des climats régionaux. Elle nous a guidé à dégager les principaux types de régimes pluviométriques et elle nous permet de déterminer la variation des caractères de l'été en soulignant les aspects de la sécheresse estivale. Mais, elle ne tient pas compte des données de la variabilité interannuelle, des fluctuations d'une année sur l'autre de sécheresse estivale. Principalement elle ne représente pas les caractères de la saison froide qui constitue pourtant un facteur fondamental du climat.

Dès lors, la question se pose de savoir s'il existe un autre mode d'expression, plus synthétique, capable d'englober l'essentiel des données analytiques du climat. En d'autres termes sous quelle forme doit-on combiner les éléments climatiques pour obtenir une typologie des climats ?

Nous avons déjà dit dans l'introduction ce que nous pensions de l'intérêt limité des classifications systématiques des climats régionaux. Notre point de vue est que l'originalité climatique de chaque unité régionale voue à l'échec toute

tentative de vouloir répartir les différents climats régionaux à l'intérieur de cadres rigoureusement définis. Néanmoins, il est possible de dégager les principaux ensembles climatiques pour introduire un peu d'ordre dans la multiplicité des aspects et des nuances régionales. Aujourd'hui, le chercheur a à sa disposition deux méthodes qui lui permettent d'ordonner les faits.

La première repose sur des considérations de bioclimatologie, de biogéographie en s'efforçant de dégager les facteurs limitants. Effectivement, dans les régions étudiées, les conditions atmosphériques du milieu résultent essentiellement des combinaisons variées des aspects du froid et de ceux de la sécheresse. Dès lors la question essentielle est d'exprimer quantitativement ces facteurs limitants, c'est-à-dire de rechercher les seuils qui peuvent expliquer des faits sur le terrain, des faits cartographiables. La solution s'inspire forcément de l'observation, de l'expérience et présente un caractère pragmatique. A cet égard, nous proposons ici de reprendre et d'aménager la démarche de L. EMBERGER qui dispose sur un climogramme les différentes stations en fonction de m , caractérisant le facteur limitant froid et du quotient thermopluviométrique annuel, indicateur du facteur sécheresse. Cette schématisation a toutefois l'inconvénient d'associer une donnée saisonnière à une donnée annuelle, c'est-à-dire deux données à des échelles différentes. L'auteur, lui-même, a par la suite insisté sur la nécessité de caractériser la sécheresse estivale en reprenant l'indice du botaniste italien A. GIACOBBE : rapport des pluies des trois mois d'été (juin + juillet + août) à $M^{(27)}$. Il nous paraît donc intéressant de reprendre les principes de la démarche de L. EMBERGER en portant sur un climogramme les stations en fonction de m (axe des abscisses) et de la sécheresse estivale (axe des ordonnées)

(27) L. EMBERGER (204) p. 171 - l'appellation de ce quotient est évidemment mal choisie puisque, comme l'indice d'aridité de de Martonne, il croît lorsque la sécheresse diminue !

qui peut être représentée de plusieurs façons différentes : nombre de mois secs ou indice de sécheresse estivale.

A titre de comparaison avec l'essai de L. EMBERGER, nous avons retenu cette dernière solution. Sur le graphique (fig. 1-16), les différentes stations se regroupent selon quelques secteurs qui représentent des ensembles régionaux que l'on peut assimiler à des provinces climatiques : l'ensemble A des stations du littoral N galicien se détache nettement de l'ensemble B des stations littorales basques et de celui E des stations du Portugal septentrional. Ainsi, bien que les limites de ces ensembles ne soient pas toujours évidentes, les grandes divisions régionales ressortent globalement à la lecture du climogramme. Surtout, à partir de ce dernier, les grandes frontières climatiques peuvent être précisées. Déjà L. EMBERGER appliquant le quotient de sécheresse estivale à l'étude de la limite septentrionale du domaine méditerranéen en France estimait que les régions de climat méditerranéen sont toujours caractérisées par des valeurs de ce quotient inférieures à 7⁽²⁸⁾. La contre épreuve, c'est-à-dire la recherche de la limite méridionale du domaine océanique, incite à proposer une solution plus précise. Une étude similaire réalisée pour le Massif Armoricain⁽²⁹⁾ montre effectivement que les plantes à répartition méridionale ou d'origine méridionale (*Erica arborea*, *Quercus toza* et *Quercus Ilex subspontané*...) ne sont jamais présentes dans les stations dont le coefficient est supérieur à 7, mais qu'il existe en revanche de nombreuses stations qui sont placées au-dessous de cette barre de 7. De même, pour ce qui concerne le NO ibérique, nous voyons que les stations côtières des Asturies et de la Galice septentrionale ont un coefficient de sécheresse estivale compris entre 7 et 5, tandis que celui des stations littorales du

(28) L. EMBERGER (204) p. 172.

(29) J. MOUNIER (461).

Minho est inférieur à 5. Par suite, nous serions tentés de retenir les grandes divisions suivantes : les régions océaniques humides ne connaissant pas de sécheresse estivale, aucun mois sec et $Q_e > 7$ - les régions océaniques à faible sécheresse estivale avec $5 < Q_e < 7$ pour entrer ensuite dans les climats de transition, subocéaniques ou subméditerranéens avec Q_e entre 3 et 4 et les climats du domaine méditerranéen typique avec $Q_e < 3$.

Toutefois, cette approche de classification biogéographique des climats a l'inconvénient de tenir compte de deux aspects saisonniers seulement. Elle ignore de nombreux facteurs de diversité dont l'étude a révélé l'importance : les variations des régimes pluviométriques, la variabilité des précipitations, les températures des saisons intermédiaires. Notre attention est dès lors attirée par la deuxième méthode : celle de la classification automatique sur les bases d'une analyse multidimensionnelle. Actuellement, les techniques qui permettent d'aborder ce genre d'analyse sont nombreuses et il faudrait pouvoir les comparer d'une façon systématique. Nous ne l'avons pas fait, car cette démarche méthodologique n'est pas le but premier de cette thèse et parce qu'elle exige de nombreux moyens pour des résultats qui sont loin d'être toujours originaux.

Dans cette voie, nous nous sommes limités à l'analyse factorielle d'une matrice de moyennes thermiques et pluviométriques, de paramètres de dispersion des précipitations mensuelles relatives à quelques mois qui constituent des points forts du rythme climatique annuel (cf. Tab. X). Les 1344 données, résultant des définitions des 56 stations par 24 caractères, ont été traitées par l'analyse factorielle des correspondances. Celle-ci permet en effet de représenter en même temps sur trois ou quatre plans les stations et leurs carac-

tères. Chaque plan représente la projection des nuages de points répartis dans un espace à plusieurs dimensions : les nuages stations dans un espace à 24 dimensions, les nuages caractères dans un espace à 56 dimensions. Ainsi, sur chaque plan, les groupes de points sont disposés par rapport à deux axes qui représentent des facteurs ayant joué le rôle essentiel dans la disposition spatiale des points. Il s'agit donc d'interpréter la signification de ces axes et d'étudier dans quelle mesure les groupes de points représentent une solution au problème de la classification.

La disposition des chiffres (fig. 1-17), indiquant les caractères, permettent de reconnaître :

- dans le premier axe (58 % de l'information) l'abondance des pluies et surtout celles de saison froide d'où un apparent étirement de la gauche à la droite, des stations peu arrosées du domaine méditerranéen et des stations littorales océaniques d'une part aux stations très pluvieuses des régions montagneuses d'autre part.
- dans le deuxième axe (18,5 % de l'information) les pluies d'été et la chaleur (M et températures maximales de mai et d'octobre) avec disposition du bas, stations sèches et chaudes vers le haut, stations humides en été.
- dans le troisième axe (12,5 % de l'information) le froid de l'hiver et les pluies d'hiver par rapport aux pluies de printemps, avec hiver froid et pluies de printemps égales ou supérieures aux pluies de fin d'hiver (mars) vers le bas.

Evidemment, nous retrouvons là les éléments de différenciation que nous avons extraits au préalable des analyses cartographiques plus traditionnelles, ce qui nous a d'ailleurs facilité notre interprétation factorielle. Il est certain cependant que, si nous avions commencé par cette démarche, le classement des données et la comparaison entre les stations auraient pu être facilitées dès le début. Mais, les groupements de points que l'on peut dégager, sur chaque plan factoriel, ne fournissent pas une solution immédiate au problème de la typologie des climats régionaux. D'abord, il ne faut pas se contenter de repérer sur le premier plan factoriel les ensembles de stations voisines, il faut également étudier comment ces ensembles se déplacent d'un plan factoriel à un autre. Ainsi, deux stations appartiennent au même type de climat régional, si elles remplissent au moins les deux conditions suivantes : être voisines, puis se déplacer dans le même sens, tout en restant proches, d'un plan factoriel à un autre. Par exemple, Castropol, à la limite des Asturies et de la Galice, est effectivement à la fois proche de La Corogne (plan factoriel 1°) et de Gijón (2° et 3° plans factoriels), mais l'hésitation est levée lorsque l'on s'aperçoit que, de plan en plan, Castropol se déplace dans le même sens que Gijón et en sens inverse du déplacement de La Corogne. En outre, les stations hors du domaine océanique, de climat méditerranéen à caractère continental, Yesa et León, forment un ensemble stable toujours situé dans la partie la plus extrême du secteur inférieur gauche. Or, certaines stations du NO de la Péninsule, Orense, Guinzo de Limia se maintiennent constamment au voisinage de cet ensemble et les régions qu'elles représentent peuvent donc être considérées comme des enclaves subméditerranéennes d'un point de vue climatique.

Dès lors, l'analyse factorielle peut guider, faciliter le choix entre plusieurs définitions de régions climatiques dont on connaît par d'autres méthodes les principaux caractères analytiques. Le choix définitif dépend bien entendu de l'effort intellectuel du chercheur qui, seul, peut réaliser la synthèse des différents éléments d'appréciation. Ici, nous rejoignons le point de vue de M. GUINOCHET qui tout en montrant l'intérêt de l'application de l'analyse factorielle des correspondances en phytosociologie estime qu'"il n'existe pas actuellement, et il n'existera peut-être jamais, de technique numérique, pas plus l'analyse factorielle des correspondances que d'autres, fournissant automatiquement des solutions absolues dispensant de toute interprétation"(30).

C'est en tenant compte à la fois, des résultats des aspects de la diversité fournie par la climatologie séparative et des idées suggérées par des méthodes plus globales⁽³¹⁾ de présentation des données, que nous avons retenu la classification suivante des climats régionaux qui présentent en définitive des rythmes saisonniers fort différents.

(30) M. GUINOCHET (289) p. 52.

(31) Une analyse factorielle portant sur 254 stations et 20 caractères, impossible de représenter, a abouti aux mêmes conclusions que l'analyse portant sur l'ensemble plus petit, retenu comme exemple, beaucoup plus maniable et donc plus facile à interpréter.

- A) LA PROVINCE OCEANIQUE GALICIENNE

Elle englobe l'essentiel de la Galice littorale et intérieure au N d'une ligne passant par le fond de la Ría de Vigo et le confluent Miño-Sil. Elle ne comprend plus ni les petits bassins méridionaux comme celui de Monforte de Lemnos dont le climat se rapproche du climat subocéanique ou subméditerranéen d'Orense, ni les hauteurs de l'intérieur dont l'altitude dépasse 7 à 800 mètres et introduit ainsi des conditions thermiques et pluviométriques originales.

L'ensemble des régions galiciennes connaissent un climat océanique caractéristique tempéré, au régime pluviométrique nettement contrasté opposant un seul maximum de fin d'automne-début d'hiver à un minimum d'été qui correspond à une sécleresse limitée de saison chaude. Malgré l'existence de cette dernière, les essences forestières méditerranéennes sont absentes, seul *Quercus pyrenaica* à côté de *Quercus pedunculata* atteste que l'on se trouve bien sur la bordure méridionale de l'aire océanique.

Bien que l'influence océanique pénètre profondément jusqu'au pied des "hautes sierras de l'intérieur"⁽³²⁾, l'éloignement par rapport à l'Atlantique et les conséquences de l'altitude sur les plateaux expliquent les divisions régionales disposées en auréoles du NO vers le SE.

(32) M. de TERAN (674) p. 13.

1°) Le climat de la façade littorale du N de la Galice

Le climat des régions côtières de la Galice, de la ría de Vivero au Cap Finisterre, est le climat le plus doux des régions océaniques de l'Europe occidentale.

L'hiver est à peine sensible. Aucun mois, nous l'avons vu, n'enregistre une température moyenne inférieure à 7°, au Cap Finisterre la température moyenne mensuelle ne descend même pas au-dessous de 10°. Les gelées sont exceptionnelles et les nuits froides rares ; moins d'une nuit sur deux enregistre une température inférieure à 7°. Certaines années même, c'est une véritable température printanière qui règne en plein mois de février, comme en 1961 durant lequel La Corogne a enregistré une moyenne de maximums thermiques de 15°,9. Aussi, en année moyenne, la température maximale atteint-elle l'optimum thermique 19° au moins un jour en janvier. De leur côté, les grands froids qui frappent certaines années toute l'Europe occidentale, se font à peine sentir sur le littoral galicien. La terrible vague de froid de février 1956, la plus spectaculaire de ces trois dernières décennies, s'est tout juste traduite dans les stations littorales par une baisse des moyennes mensuelles dont les valeurs 5°,7, 6°,3 ne sont guère descendues au-dessous des normales des régions littorales tempérées de la Bretagne !

En réalité, dans le Finisterre Ibérique, la mauvaise saison est essentiellement marquée par une succession fréquente de journées sombres et pluvieuses. De novembre à mars, des masses nuageuses basses apportent des pluies lors de deux jours sur trois. Ce ne sont pas toujours des pluies de faible intensité qui entretiennent pendant toute une journée une humidité pénétrante. Ce sont également de fortes averses accompagnées par des vents forts de secteur SO à O et qui alimentent l'essentiel des totaux pluviométriques mensuels

(fig. 1-18). Car ici, comme sur tous les finisterres européens, les vents soufflent fréquemment avec vigueur, déchaînant les vagues, balayant les promontoires dénudés ou recouverts de landes basses (Cap Ortegal et Cap Vares). C'est à partir de novembre que les "bonnes brises" et les "vents frais" dont la vitesse dépasse 8m/s ou la force 5 beaufort, soufflent durant près de 7 jours par mois, soit plus de 20 % des observations. Des vitesses supérieures à 100 km/h sont mesurées parfois à la station météorologique de La Corogne qui se trouve pourtant dans un site relativement abrité, ce qui correspond à des terribles tempêtes au droit du Cap Finisterre et du Cap Ortegal où les mesures de vent sont peu précises ou inexistantes.

Le début du printemps se marque par une baisse sensible de la fréquence et de l'intensité des pluies journalières. Simultanément, les conditions de la circulation atmosphérique semblent se modifier brusquement comme le suggère la forte variation du régime des vents. De novembre à mars, les vents forts dont la vitesse est égale ou supérieure à 8 m/s, soufflent principalement des secteurs S-SO avec une fréquence relative supérieure à 50 % par rapport aux observations de vents forts ; les vents à composante SO dominent largement les vents à composante NE dont la fréquence dépasse rarement 20 %. Or, en avril, les rapports sont totalement inversés, les vents rapides de S-SO deviennent plus rares - 33 % des observations de ce type de vents dont la fréquence est toujours aussi élevée (20 % par rapport à toutes les observations) tandis que les vents des secteurs N et NE représentent 60 % de ces vents forts. Ce renversement des vents n'est pas lié à un accroissement brutal du gradient thermique Terre-Océan, car si ce gradient est négatif en hiver, océan plus chaud que le continent, en avril les températures moyennes des deux substratums géographiques s'équilibrent. C'est donc bien du côté de la circulation atmosphérique générale

qu'il faut rechercher ce changement brutal de mars à avril qui caractérise le passage de l'hiver au printemps.

D'ailleurs, ces vents océaniques frais de N-NE retardent à leur tour le réchauffement printanier. De fait, la température moyenne de mars à avril n'augmente même pas de 1° et il faut attendre véritablement le mois de mai pour que la température atteigne le seuil de 14° correspondant à la moyenne thermique du globe terrestre. Dès lors, malgré la diminution des précipitations, les mois de printemps restent dans la catégorie des mois humides dont le rapport P/T dépasse 4, sauf peut-être sur les caps exposés aux vents violents qui sont responsables de mesures pluviométriques déficitaires et expliquent le caractère déficient du mois de mai au Cap Finistère (carte n° 1). Toutefois, l'analyse des bilans hydriques annuels (Tab. III) nous indique que le mois de mai à La Corogne est déficitaire (P inférieur à ETP) au moins 6 fois sur 10 préparant ainsi les conditions de la sécheresse estivale.

L'apparition de la sécheresse en été constitue l'originalité la plus évidente de ce climat océanique littoral qui se rapproche à cet égard du climat du Golfe du Morbihan et de celui du littoral vendéen. Cette sécheresse est la conséquence à la fois d'une faible pluviosité en juillet qui reçoit en moyenne moins de 30 mm et d'un accroissement sensible de la température. La moyenne thermique la plus élevée est atteinte au mois d'août, 18°,8 à 18°,9, aussi bien à La Corogne qu'au cap Finistère où les maximums thermiques moyens ne sont pas les plus bas de la Péninsule comme tend à le faire penser la description de V. MASACHS ALAVEDRA⁽³³⁾.

(33) V. MASACHS ALAVEDRA (428) p. 58.

Ce n'est vraiment que sur les pointes les plus avancées de la côte septentrionale que les moyennes thermiques de l'été sont faibles, à peine 17° en août aux Caps Vares et Ortegai selon l'interprétation de H. LAUTENSACH. Car si nous manquons pour cette région d'observations fiables⁽³⁴⁾, la fraîcheur de l'été de ces pointes avancées de la "Tierra de Ortigueira" est liée à la fréquence encore forte des vents de secteur NE qui entretiennent, nous le verrons, un courant océanique littoral froid responsable de brouillards fréquents.

Quoi qu'il en soit, la sécheresse estivale se fait surtout sentir sur la côte des Mariñas. Sur les graphiques circulaires thermopluviométriques de Naron, La Corogne, Betanzos et Cap Finisterre, elle se traduit par un mois sec ($P \leq T$) en juillet et par un mois subsec en août. En réalité, l'analyse des bilans hydriques de La Corogne met en évidence les faits suivants : la sécheresse est surtout sensible agronomiquement en août, quatre années sur dix, lorsque les réserves en eau du sol sont épuisées, deux mois secs successifs se produisent rarement, selon une fréquence de 6 %.

C'est que la reprise des précipitations du mois de septembre limite l'extension de la sécheresse. Toutefois, l'année pluviométrique ne commence vraiment qu'en octobre lorsque les précipitations dépassent régulièrement ETP, au moins sept années sur dix. Mais dès novembre apparaissent les caractères de la mauvaise saison : journées fréquentes de pluies intenses et de tempêtes alternant avec des journées maussades, rarement ensoleillées. De sorte que la mauvaise saison peut être considérée soit comme un hiver doux et pluvieux, soit comme un automne prolongé.

(34) H. LAUTENSACH (375) p. 93. Les séries de la station du Cap Vares sont incomplètes et difficilement comparables avec celles des autres stations, selon le directeur de la Météorologie de la Région Galice à La Corogne.

Ces traits dominants de l'année climatique pénètrent profondément dans l'intérieur, bien que l'action maritime directe sur les températures et sur l'humidité atmosphérique doive s'atténuer au-delà d'une certaine frange littorale, difficile ici à évaluer du fait du relief accidenté. Ce dernier modifie profondément certains aspects du climat marin et est responsable des caractères originaux du climat des Rías Bajas.

2°) Le climat océanique pluvieux des Rías Bajas

Au S du Cap Finisterre, la côte élevée et découpée par les profondes Rías de Corcubion, de Muros, de Arosa, de Pontevedra et de Vigo présente un climat dont les caractères généraux rappellent ceux des Mariñas :

- régime pluviométrique simple,
- automne et hiver doux, pluvieux interrompus par de terribles tempêtes qu'accompagnent des vents violents de SO et pouvant atteindre des vitesses supérieures à 170 km/h (Vigo - novembre 1963),
- courte sécheresse estivale.

Mais, ce climat des Rías Bajas trouve son originalité dans la mesure où il présente un rythme saisonnier plus contrasté. D'une part la saison fraîche est plus arrosée, d'autre part la sécheresse de l'été tend à s'accentuer.

De fait, les hauts reliefs des interrías qui dominent directement l'océan, souvent de plus de 500 m, la disposition des rías qui canalisent et concentrent les flux maritimes chargés d'humidité, ont pour conséquence d'augmenter

fortement l'intensité des précipitations⁽³⁵⁾. D'énormes volumes d'eau s'abattent sur les régions de cette façade O. de la Galice, totalisant en année moyenne : 1500 mm dans le fond des rías à Herbon-Padron, Pontevedra, Vigo, 1800 à 2000 mm sur les versants moyens des hautes collines littorales : Monte Peña de Rianjo (140 m d'altitude), Espineira-Boiro (100 m) et Peinador (aérodrome de Vigo 258 m) et l'on peut admettre le chiffre de 2500 et 3000 mm sur les versants supérieurs fréquemment noyés dans les nappes de nimbostratus. Partout également, les mois pluvieux de novembre à mars reçoivent en moyenne de l'ordre de 200 mm. En réalité, ces moyennes masquent une très forte variabilité interannuelle qui apparaît à la lecture des séries pluviométriques mensuelles ordonnées (Tab. XI).

Seuls les mois d'été échappent à cette pluviosité remarquable, encore que le mois d'août peut recevoir, une année sur cinq, plus de 100 mm. Cependant, la chute généralisée des pluies en saison chaude coïncide justement avec une sensible augmentation vers le S de l'insolation et des températures moyennes mensuelles. Déjà au mois de mai, la température atteint 15° et la moyenne du mois d'août à Pontevedra et à Vigo (19°,9) dépasse de près de 1° celle de la Corogne. C'est pourquoi, malgré la forte pluviosité annuelle de cette région, la sécheresse estivale est plus sensible et se traduit déjà avec un mois de juin déficient, tandis que les données fournies par les bilans hydriques de Vigo (Tab. IV) nous font hésiter à rattacher le climat de la ría de Vigo à celui du climat subocéanique ou subméditerranéen du Minho portugais.

En tous cas, c'est à partir de ces Rías Bajas que l'influence océanique pénètre profondément dans l'intérieur de la Galice, provoquant toujours de fortes précipitations sur les plateaux d'altitude moyenne.

(35) A. HUET DE LEMPS (316) p. 72.

H. NONN (485) p. 43 présente une étude des intensités journalières qui confirme cet accroissement puisque la médiane des totaux journaliers les plus élevés de chaque mois ne dépasse pas 18-20 mm à La Corogne mais atteint 27-30 à Vigo, 30-35 à Herbon Padron.

18N PEINAD9R 1947 - 1970													Nº 495		ALTITUDE 250	
ES	F	M	A	M	J	J	A	S	B	N	D	T				
03	233.8	224.3	143.7	147.6	68.5	30.0	55.7	106.1	172.1	244.4	240.9	1922.5				
TYPES																
03	160.1	169.7	107.5	79.7	54.3	25.2	45.5	80.8	136.0	140.5	144.2	451.7				
36	2.13	1.75	1.79	3.43	1.59	1.41	1.50	1.72	1.60	3.03	2.79	18.11				
S MENSUELLES PAR ORDRE CROISSANT																
00	11.0	1.0	23.0	26.0	2.0	1.0	3.0	21.0	14.0	11.0	42.0	1133.0				
00	29.0	11.0	24.0	45.0	2.0	2.0	13.0	22.0	15.0	49.0	64.0	1227.0				
00	37.0	16.0	36.0	48.0	15.0	2.0	14.0	29.0	31.0	76.0	80.0	1406.0				
00	41.0	47.0	39.0	65.0	24.0	4.0	17.0	34.0	41.0	86.0	109.0	1447.0				
00	46.0	55.0	40.0	87.0	24.0	7.0	18.0	35.0	72.0	133.0	115.0	1472.0				
00	69.0	60.0	65.0	89.0	25.0	12.0	19.0	37.0	84.0	151.0	131.0	1543.0				
00	78.0	82.0	72.0	101.0	26.0	13.0	20.0	38.0	91.0	152.0	150.0	1650.0				
00	99.0	97.0	72.0	105.0	40.0	14.0	21.0	48.0	119.0	159.0	180.0	1650.0				
00	159.0	110.0	73.0	123.0	40.0	14.0	21.0	61.0	127.0	166.0	186.0	1764.0				
00	168.0	185.0	83.0	139.0	41.0	14.0	23.0	64.0	131.0	187.0	189.0	1774.0				
00	216.0	217.0	99.0	139.0	43.0	15.0	23.0	65.0	136.0	187.0	192.0	1821.0				
00	241.0	223.0	102.0	141.0	67.0	19.0	28.0	76.0	137.0	217.0	194.0	1873.0				
00	266.0	243.0	104.0	145.0	67.0	22.0	47.0	82.0	149.0	220.0	202.0	1922.0				
00	277.0	253.0	117.0	146.0	72.0	27.0	50.0	108.0	154.0	236.0	218.0	1974.0				
00	283.0	275.0	154.0	148.0	80.0	37.0	56.0	112.0	165.0	270.0	230.0	2064.0				
00	291.0	275.0	157.0	166.0	80.0	38.0	77.0	115.0	167.0	288.0	249.0	2107.0				
00	302.0	291.0	184.0	169.0	85.0	38.0	77.0	139.0	171.0	312.0	280.0	2111.0				
00	373.0	318.0	194.0	184.0	86.0	44.0	79.0	140.0	174.0	335.0	330.0	2196.0				
00	388.0	333.0	240.0	192.0	88.0	51.0	89.0	160.0	240.0	359.0	369.0	2211.0				
00	388.0	342.0	241.0	193.0	90.0	56.0	107.0	182.0	255.0	400.0	377.0	2224.0				
00	393.0	350.0	277.0	212.0	113.0	58.0	116.0	186.0	266.0	425.0	393.0	2456.0				
00	400.0	371.0	317.0	225.0	137.0	67.0	130.0	196.0	377.0	466.0	406.0	2483.0				
00	522.0	556.0	336.0	253.0	156.0	77.0	134.0	277.0	413.0	468.0	427.0	2773.0				
00	535.0	663.0	398.0	402.0	240.0	88.0	155.0	319.0	601.0	513.0	668.0	2858.0				

ION HERBON PADRON				1941 - 1969		Nº 473		ALTITUDE 57		Tab. XI Les précipitations sur les Rías Bajas			
ES	F	M	A	M	J	J	A	S	B	N	D	T	
1	181.0	185.8	129.0	113.8	65.1	32.9	53.6	98.0	147.0	201.0	193.1	1614.4	
TYPES													
7	144.5	132.0	97.9	79.4	47.3	32.8	38.7	71.9	120.5	117.7	127.2	402.8	
paramètre λ													
25	1.57	1.98	1.74	2.06	1.89	1.01	1.92	1.86	1.49	2.91	2.31	16.07	
S MENSUELLES PAR ORDRE CROISSANT													
0	F	M	A	M	J	J	A	S	B	N	D	T	
0	23.0	4.0	20.0	11.0	2.0	3.0	4.0	21.0	4.0	22.0	25.0	848.0	
0	29.0	8.0	22.0	12.0	7.0	3.0	6.0	31.0	12.0	35.0	54.0	919.0	
0	30.0	14.0	30.0	28.0	12.0	4.0	19.0	33.0	15.0	36.0	61.0	1157.0	
0	32.0	30.0	36.0	35.0	13.0	4.0	19.0	40.0	30.0	59.0	73.0	1247.0	
0	43.0	36.0	42.0	38.0	14.0	4.0	20.0	40.0	36.0	70.0	76.0	1274.0	
0	43.0	48.0	44.0	47.0	24.0	6.0	24.0	50.0	68.0	97.0	76.0	1316.0	
0	44.0	52.0	49.0	47.0	27.0	6.0	24.0	50.0	79.0	102.0	80.0	1324.0	
0	45.0	57.0	51.0	57.0	29.0	8.0	25.0	53.0	89.0	114.0	82.0	1339.0	
0	60.0	78.0	60.0	68.0	33.0	8.0	26.0	54.0	100.0	121.0	118.0	1346.0	
0	61.0	87.0	69.0	69.0	36.0	10.0	28.0	63.0	100.0	135.0	118.0	1403.0	
0	83.0	95.0	73.0	71.0	38.0	19.0	31.0	65.0	107.0	166.0	123.0	1456.0	
0	106.0	163.0	82.0	78.0	39.0	20.0	32.0	66.0	108.0	181.0	125.0	1494.0	
0	122.0	213.0	92.0	95.0	66.0	21.0	37.0	67.0	109.0	190.0	146.0	1519.0	
0	128.0	233.0	106.0	103.0	75.0	23.0	40.0	76.0	111.0	204.0	155.0	1574.0	
0	169.0	242.0	124.0	105.0	76.0	31.0	44.0	77.0	113.0	210.0	161.0	1583.0	
0	223.0	249.0	139.0	111.0	80.0	31.0	45.0	80.0	119.0	217.0	171.0	1648.0	
0	253.0	249.0	141.0	123.0	80.0	31.0	52.0	87.0	119.0	219.0	196.0	1730.0	
0	257.0	262.0	157.0	127.0	85.0	35.0	54.0	98.0	129.0	225.0	218.0	1737.0	
0	259.0	263.0	160.0	131.0	86.0	39.0	67.0	108.0	137.0	266.0	250.0	1814.0	
0	270.0	273.0	169.0	149.0	87.0	43.0	75.0	109.0	155.0	277.0	293.0	1920.0	
0	292.0	290.0	180.0	158.0	96.0	60.0	87.0	124.0	174.0	295.0	319.0	1923.0	
0	307.0	297.0	196.0	180.0	97.0	60.0	104.0	146.0	256.0	329.0	329.0	1951.0	
0	316.0	306.0	216.0	210.0	100.0	62.0	104.0	153.0	269.0	329.0	345.0	1969.0	
0	346.0	308.0	235.0	223.0	102.0	62.0	106.0	169.0	290.0	341.0	358.0	2192.0	
0	400.0	320.0	264.0	236.0	108.0	73.0	114.0	197.0	350.0	342.0	373.0	2216.0	
0	424.0	333.0	303.0	237.0	130.0	74.0	127.0	274.0	435.0	369.0	395.0	2271.0	
0	522.0	506.0	423.0	324.0	215.0	148.0	134.0	314.0	456.0	475.0	495.0	2418.0	

3°) Le climat des plateaux intérieurs

Fréquemment noyés^{dans} les masses nuageuses basses venues de l'Atlantique, ces plateaux, ces surfaces pénéplanées qui forment entre 200 et 500 m les bassins-versants supérieurs des rios Ulla, Tambre, Mendo, Eume et Miño, reçoivent toujours d'abondantes précipitations : 1500 à 2000 mm par an, du même ordre de grandeur que les Monts d'Arrée en Bretagne ! Les schémas pluviothermiques confirment que les stations de Montaos Ordenes, Santiago-Labacolla, Tejeiro et Puentes de García Rodriguez appartiennent par les caractères de leurs régimes pluviométriques à la Province Galicienne, mais ils dénotent une diminution de l'importance de la sécheresse estivale.

Si le mois de juillet se comporte encore en mois sec à Montaos Ordenes et Tejeiro, en revanche à Puentes de García Rodriguez, dans le N de la Galice intérieure et sur les plateaux centraux où l'aérodrome de St Jacques de Compostelle est installé, l'année humide s'étend sur dix mois et le mois de juillet n'est plus qu'un mois subsec. De fait, l'étude fréquentielle des bilans hydriques atteste que le mois de juillet se situe dans la catégorie des mois secs (carte 13) une année sur 20 seulement et près de 6 années sur 10 dans la classe des mois subsecs. Le mois d'août est peut-être plus fréquemment sec deux années sur dix, mais parfois très pluvieux, il marque à la fréquence de deux années sur dix le début de la nouvelle année climatique.

Pourtant, sous l'influence continentale en été, la température de la journée est parfois plus élevée sur le littoral et doit augmenter les besoins en eau. Ainsi la moyenne des maximums thermiques du mois le plus chaud (M) de Labacolla (23°,4) dépasse celle de la Corogne (22°,4), mais il est vrai que les nuits sont plus fraîches puisque le minimum

moyen de ce mois d'août atteint à peine 12°, pour 15°,1 à La Corogne, ce qui explique que les températures moyennes mensuelles de l'été sont plus basses dans ces régions intérieures.

C'est surtout en hiver que les différences thermiques s'accroissent entre les plateaux et le littoral, avec une différence de plus de deux degrés en janvier et février. Cette fois avec des minimums moyens de l'ordre de 3°, 3°5, l'hiver commence à se faire sentir et les gelées ne sont plus inconnues quoique leur nombre moyen par an ne soit guère supérieur à 10. En fait, l'impression de fraîcheur est surtout entretenue par la succession fréquente des jours sombres durant lesquels de fortes averses arrosent abondamment les pavés et les murs de granit de la célèbre métropole religieuse. Car, si en été quelques pluies fines font penser au crachin, nous sommes loin ici des pluies océaniques de faible intensité ; de fortes pluies journalières dépassent très fréquemment 10 mm et alimentent d'épaisses lames d'eau qui apparaissent sur le régime pluviométrique décomposé en tranches d'intensités données (fig. 1-18). Mais, dans le détail, en fonction du relief, les conditions atmosphériques varient constamment et ne ressemblent pas toujours à celles de ces plateaux intérieurs. Ainsi, pour rester à l'échelle de la région, le climat du bassin de Lugo est original.

4°) Le climat du bassin de Lugo

Bien que ce bassin tertiaire se présente sous la forme d'une dépression en "assiette" faiblement déprimée par rapport à un cadre montagneux mal défini⁽³⁶⁾, son climat

(36) P. BIROT et L. SOLE SABARIS (563) p. 29.

résulte nettement d'une situation d'abri qui renforce l'influence continentale et même méditerranéenne. Il en résulte que ce climat est difficile à classer. Si l'on s'en tenait aux résultats fournis par l'analyse factorielle et la combinaison des facteurs limitants, on serait tenté de le rattacher au type subméditerranéen ou subocéanique des cuvettes déprimées du SE de la Galice (Monforte et Antela).

Pourtant, les espèces végétales atlantiques y sont abondantes⁽³⁷⁾ et les espèces arbustives méridionales sont absentes des forêts où dominent principalement *Quercus pedunculata* et plus rarement *Quercus toza*. D'autre part, la fréquence en été de journées fraîches nuageuses rattache bien le climat de cette région à la province océanique.

La dégradation du climat océanique se traduit néanmoins par de nombreux traits. La situation d'abri entraîne une forte diminution de la pluviosité par rapport aux régions précédentes ; en année moyenne, Lugo reçoit à peine 1000 mm, soit près de la moitié moins que Labacolla. Mais surtout, le minimum pluviométrique de l'été est beaucoup plus marqué que sur le littoral, faisant régulièrement du mois de juillet un mois sec et du mois d'août un mois subsec. Et encore, ces définitions reposant sur les valeurs moyennes de la température mensuelle ne traduisent-elles pas l'accroissement sensible des températures diurnes puisque la station de Punto Centro près de Lugo enregistre la plus forte moyenne des maximums absolus, 24°,6 en août. Car cette fois encore, le rayonnement nocturne dans cette région intérieure est responsable d'une faible moyenne mensuelle des températures minimales 10 à 11° équivalente à celle du León.

Cet élément du bilan radiatif intervient principalement pendant la période de nuits longues et vient s'ajouter

(37) P. DUPONT (186) p. 346.

à l'effet d'altitude pour entretenir des hivers que l'on peut considérer désormais comme froids. Non que les moyennes mensuelles entre 6° et 7° de décembre à février soient particulièrement basses, mais parce que les moyennes des minimums thermiques sont les plus basses de toute la Galice, régions montagneuses mises à part. En janvier et février la normale des minimums tombe au-dessous de 2°, bien plus en janvier, une année sur cinq, la moyenne des minimums est inférieure à 0°. C'est dire que les gelées sous abri sont enregistrées fréquemment, de 40 à 50 jours à Lugo où H. NONN signale d'autre part l'existence de 14 jours neigeux⁽³⁸⁾.

Ainsi à moins de 80 kilomètres de la façade atlantique, les conditions géographiques contribuent à créer un climat dont le rythme thermique annonce celui des régions intérieures de la Meseta, avec toutefois un hiver maussade dont le caractère pénible est dû autant au retour d'une forte humidité qu'à de basses températures.

- B) LA PROVINCE OCEANIQUE BASQUE :

En bordure du fond du golfe de Gascogne, à l'Est de la ría de St Vicente de la Barquera, règne sur le littoral et les collines proches de l'arrière-pays un climat océanique que la plupart des auteurs s'accordent pour opposer à celui de la Galice, en insistant sur la disparition de la saison sèche estivale⁽³⁹⁾. La pluviosité estivale diminue cependant du Pays Basque aux Asturies créant des conditions climatiques nettement différentes au-delà de la Sierra de Cuera, comme le confirment les dispositions et les évolutions séparées sur les plans factoriels (fig. 1-17) des ensembles, San Sebastián-Santander d'une part, Gijón-Castropol d'autre part. C'est

(38) H. NONN (485) p. 42.

(39) P. BIROT et J. DRESCH (62) p. 190.
A. HUETZ DE LEMPS (316) p. 74.

pourquoi nous avons ici préféré séparer la Province basque de la Province océanique asturienne plutôt que de continuer à définir un climat vascocantabrique⁽⁴⁰⁾.

Toutefois, vers l'intérieur, le climat océanique basque évolue rapidement sous l'action du relief qui provoque un fort accroissement des précipitations, sauf dans les fonds de vallées relativement abritées et l'on passe rapidement à un climat de régions montagneuses copieusement arrosées.

1°) Le climat littoral basque

Entre le rio Deva et la Bidassoa, le climat littoral présente, selon P. BIROT, des "affinités avec le climat pontique".

Car, l'originalité fondamentale réside dans le fait que durant l'été cette région est à la fois plus chaude et plus humide que la façade littorale NO de la Galice. Si San Sebastián a une moyenne thermique d'août (18°,5) qui n'est guère supérieure à celle de La Corogne, c'est parce que la station basque est dans un site plus élevé et moins abrité. D'ailleurs, nous savons que les températures estivales de la station de Fuenterrabía sont nettement plus élevées que celles de la station galicienne (Tab. II).

Par contre, la plus forte pluviosité estivale est évidente avec des précipitations moyennes mensuelles dépassant largement 70 mm au mois de juillet et 100 mm au mois d'août. Et même, si l'ETP est supérieure à ces précipitations, le déficit pluviométrique qui en résulte est en grande partie comblé par l'utilisation des réserves du sol, de sorte que la déficience de l'évaporation, comme l'a souligné A. HUETZ DE

(40) V. MASACHS ALAVEDRA (428) p. 58.

LEMPS, est très faible et ne constitue pas une gêne à la croissance de la végétation⁽⁴¹⁾. Ce bilan hydrique presque toujours positif apparaît clairement sur les schémas ombro-thermiques, avec l'absence totale de mois subsec. Bien plus, ces conditions moyennes correspondent à une réalité quasi-permanente, car l'étude de la variabilité des bilans hydriques annuels montre la faible fréquence d'un mois présentant une forte déficience de l'évaporation, 6 % au mois d'août à Fuentarrabía. Surtout, cette constance de l'humidité estivale est traduite par une probabilité nulle de voir se succéder deux mois subsecs au cours d'un été (carte hors-texte n°13).

Cependant, ces caractères moyens de l'été, à l'échelle du mois, cachent une réalité quotidienne plus complexe. Le touriste qui se promène le long de la célèbre "Concha" sait fort bien qu'il ne pleut pas constamment sur la célèbre station balnéaire de San Sebastián. En juillet et en août alternent trois types de journées -les journées fraîches aux averses violentes avec des coups de vents de NO à N, la galerna qui pousse d'énormes nuages sombres -les journées douces, ensoleillées l'après-midi après avoir enregistré dans la matinée des pluies fines rappelant le crachin breton -les journées très chaudes et ensoleillées au cours desquelles un souffle suffoquant venu du Sud, el sur, el bochorno, annonce l'apparition de violents orages.

En définitive, c'est ce dernier type de journée qui explique que la distribution des températures maximales de St Sebastien-Igueldo est différente de celle de La Corogne, que la station basque connaît des températures élevées plus fréquentes que la station galicienne.

(41) HUETZ DE LEMPS (316) P. 74.

Enfin, la différence entre les deux climats littoraux océaniques ne se limite pas à l'été. Les autres saisons présentent également leur originalité -l'hiver bien sûr, mais surtout les saisons intermédiaires.

Contrairement à l'été, l'hiver est moins pluvieux dans la Province Basque que dans la Province Galicienne. Ce fait apparaît nettement sur les cartes des précipitations mensuelles (fig. 1-3b). Bien sûr, cette côte basque est plus arrosée en décembre que la côte des Mariñas moins accidentée, mais en revanche les lames d'eau y sont nettement moins épaisses que celles mesurées le long des Rias Bajas, situation inversée par rapport aux mois d'été.

L'hiver y est beaucoup plus frais. Le nombre des mois froids dont la température moyenne est inférieure à 7° est toujours nul, mais les moyennes thermiques mensuelles des stations littorales basques sont nettement inférieures à celles des stations homologues de la Galice. Aussi, à Fuentarrabía, à St Sébastien-Igueldo, le mois le plus froid enregistre une moyenne comprise entre 7° et 8° , soit deux degrés de moins que les stations du Cap Finisterre et de La Corogne. En réalité, il semble que le réchauffement durant la journée soit plus lent sur le littoral basque, puisque l'écart est plus important entre les maximums thermiques moyens qu'entre les minimums moyens. Ce fait est d'ailleurs confirmé par l'étude fréquentielle des températures quotidiennes (fig. 1-8) qui permet d'évaluer la médiane des maximums à $10^{\circ},0$ à St Sébastien et à près de 13° à La Corogne.

Surtout, le climat littoral basque se détache des autres climats océaniques de la façade occidentale de l'Europe par son maximum pluviométrique secondaire de printemps. Entre la diminution des pluies de la fin de l'hiver et le creux

pluviométrique de l'été, la recrudescence de la pluviosité durant le bimestre avril-mai est caractéristique. Ce maximum secondaire est lié à la fois à une augmentation sensible du nombre de jours de pluies (fig. 1-4 c et d) et à un accroissement de l'intensité des précipitations mesurées en 24 heures. Il est incontestable que la tranche d'eau alimentée par les précipitations quotidiennes égales ou supérieures à 20 mm double du mois de février au mois de mai. La conjonction de ces caractères pluviométriques doit être certainement recherchée dans les variations saisonnières de la circulation atmosphérique, car, à partir du printemps, le régime de vents forts ($v > 8\text{m/s}$) se modifie complètement. Comme en Galice, la rose des vents présente en avril une brusque augmentation des vents à composante N. Mais cette fois, la direction la plus fréquente est celle du NO, comme si au printemps le flux méridien de N au-dessus du Golfe de Gascogne divergeait pour contourner la chaîne montagneuse des Cantabriques. Toujours est-il que cette apparition de la circulation de NO dans les basses couches de l'atmosphère s'accompagne d'une forte pluviosité printanière.

L'originalité de l'automne, saison la plus arrosée, ressort principalement de l'analyse des régimes pluviométriques décomposés en apports d'intensités données. A cet égard, la comparaison entre St Sebastien et La Corogne est très instructive. Dans la station galicienne, les pluies mensuelles augmentent régulièrement d'août à octobre, avec un accroissement peu sensible des pluies de forte intensité. En revanche, le régime pluviométrique de St Sebastien souligne une reprise brutale des pluies à la fin de l'été et au début de l'automne. Particulièrement en septembre durant lequel les tranches des pluies supérieures à 50 mm/24 h et à 100mm/24 h présentent un maximum remarquable; des pluies journalières de forte intensité s'abattent sur cette région côtière (fig. 1-18). Elles réussissent aussi à entretenir le maximum pluviométrique

lors du trimestre septembre-novembre, avec une petite pointe secondaire en septembre qui n'apparaît pas seulement sur le régime moyen, mais également sur les régimes probables (carte hors-texte n°13) soulignant la régularité des fortes pluies de début d'automne. Par ce caractère saisonnier, le climat côtier du Pays Basque tendrait à se rapprocher du climat catalan, des côtes méditerranéennes de l'Espagne où le début de l'automne se traduit fréquemment par des chutes de pluies de très fortes intensités journalières⁽⁴²⁾.

Vers l'Ouest, à partir du rio Deva et surtout au delà du C. Machichaco, le climat littoral présente une dégradation qui se concrétise par la nuance régionale du climat de Santander.

2°) Le climat littoral de la région de Santander

Les traits fondamentaux des saisons du climat littoral basque se prolongent jusqu'à la région de Santander : un été tiède mais humide, un maximum pluviométrique secondaire de printemps coïncidant avec une prédominance des vents à composante NO et surtout une reprise brutale des précipitations les plus intenses dès la fin de l'été et le début de l'automne, comme le confirme l'étude du régime pluviométrique décomposé en tranches d'intensité donnée à Santander (fig. 1-18).

Cependant, dès le débouché de la vallée du Nervión, le climat littoral se détache de celui du Pays Basque par des caractères saisonniers sensiblement différents. La comparaison des données d'observations et des schémas qui en résultent (cartes hors texte n° 1 et 13) met en évidence de nombreux caractères communs entre Punta Galea, Santoña et Santander.

(42) CH. P. PEGUY et J. MOUNIER (530) p. 719 - J.P. VIGNEAU (713) p. 271.

C'est d'abord un hiver nettement plus doux avec des maximums moyens mensuels du même ordre de grandeur que ceux des stations galiciennes ou portugaises⁽⁴³⁾, ce qui se traduit par une nette séparation de Santander et de San Sebastián par rapport à l'axe factoriel 2 (fig. 1-17 b).

Mais, c'est également et surtout un été moins humide caractérisé par l'apparition d'une période subsèche ; sur le régime ombrothermique, les précipitations moyennes de juillet ne dépassent pas 3 fois la température moyenne du mois : en fonction de la variation interannuelle des bilans hydriques la fréquence d'apparition d'un mois au moins subsec ($DE > 25$ mm) est de 54 % en juillet et de 42 % en août. Bien plus, dans cette région, la probabilité de voir se succéder en été deux mois au moins subsecs n'est plus nulle. Pourtant, les besoins en eau imposés par les exigences climatiques ne sont guère beaucoup plus élevés. Les régimes des températures moyennes estivales sont quasiment identiques à S. Sebastián et à Santander (Tab. IV) et les coups de chaleur caractéristiques de ces régions (fig. 1-9) sont en réalité moins fréquents à Santander. De même, dans cette station, l'insolation est toujours aussi faible en juillet et août qui enregistrent des rapports d'insolation inférieurs à 50 %. En réalité, l'apparition d'une subsécheresse estivale est liée à une diminution sensible des précipitations et surtout à un accroissement de leur variabilité. A Punta Galea, à Santoña et à Santander les précipitations de juillet en année moyenne descendent au-dessous de 50 mm, et durant le même mois nous avons vu que les coefficients de variation des totaux pluviométriques mensuels (Tab. VIII) de Santander et de San Sebastián sont dans le rapport de un à deux.

Ainsi, des étés secs et chauds (1949-1955-1962) alternent avec des étés doux et pluvieux. Cette forte varia-

(43) M. de TERAN (674) p. 121.

tion contribue évidemment à maintenir dans ces régions littorales ou sublittorales la présence des espèces végétales méditerranéennes (*Quercus Ilex*, *Arbustus unedo*, *Erica arbo-rea..*), le voisinage de formations végétales fortement contrastées : landes océaniques et garrigues méditerranéennes dont la localisation dans le détail est liée à la diversité des sols, entre Castro-Urdiales et Laredo.

Localement les conditions du relief font varier les caractères pluviométriques , sur les rasas élevées qui dominent directement l'océan à l'O de Santander, l'accroissement des pluies tend à diminuer le caractère subsec de l'été : à Comillas, à Santillana del Mar, juillet n'est plus subsec. La présence quasi-permanente des gros nuages d'instabilité qui s'accrochent à la colline calcaire de Santoña laisse présager un été plus pluvieux que ne l'indiquent les données d'observations. Mais en réalité, le schéma général, l'enchaînement des saisons restent les mêmes. La diversité climatique s'accroît plus fortement vers l'intérieur.

3°) La variété des climats des vallées et dépressions intérieures

Dans le vaste ensemble montagneux de l'arrière-pays, comprenant la Montaña⁽⁴⁴⁾ et les hauteurs basques, les aspects climatiques des régions déprimées, vallées, bassins, varient constamment en fonction des conditions topographiques. Une étude exhaustive des climats locaux intérieurs dépasse largement l'objet de ce travail et ne saurait être menée à bien, faute de données d'observations suffisantes. Toutefois, l'étude de plusieurs stations placées dans des sites différents nous entraîne à dégager deux variétés de climats intérieurs qui conservent les traits saisonniers essentiels analysés précédemment mais qui, échappant à l'action directe de l'influence adoucissante de l'océan, connaissent un régime thermique plus contrasté.

(44) M. de TERAN (674) p. 130.

a) Le climat plus sec des vallées abritées

Ce sont les conditions climatiques des vallées et des bassins orientés grossièrement est-ouest, parallèlement au littoral, et protégés des vents froids humides de NO par les collines littorales ou les premiers chaînons montagneux. Les caractères de ce type sont illustrés par les données des stations réparties autour de Bilbao, Sondica et Basauri, dans la partie inférieure du bassin-versant du Nervión, et par celles de la station d'Eibar dans la partie supérieure du bassin-versant du rio Deva. Malgré l'environnement montagneux qui tend à augmenter l'instabilité des masses d'air, et par suite l'activité des perturbations, la pluviosité n'est guère plus élevée que sur le littoral. Ainsi à Sondica, aéroport de Bilbao, et à Basauri les précipitations moyennes annuelles dépassent à peine 1200 mm, comme à Santander. Si à Eibar, le total pluviométrique atteint 1400 mm, il reste cependant inférieur à celui enregistré sur la côte basque (Irun: 1600 mm). Mais, le fait le plus important est la diminution sensible des précipitations d'été, à tel point que les pluies du mois de juillet sont de l'ordre de 40 mm, soit à peine plus de deux fois la température moyenne du mois. C'est dire que les conditions sont favorables à l'apparition d'une sécheresse estivale. Celle-ci apparaît effectivement dans les bassins plus profondément encaissés au pied des grands massifs calcaires (Sierra de Gorbea et Massifs du Duranguesado, selon la terminologie de J. HAZERA) : avec un mois de juillet sec et un mois d'août subsec, le graphique ombrothermique d'Amurrio concrétise cette évolution et représente bien les conditions climatiques des bassins d'Orduña et de Valmaseda. Celles-ci soulignent ainsi la pénétration de l'influence du climat castillan à travers une barrière moins élevée et plus disloquée, une influence climatique de l'intérieur qui se traduit également par une accentuation du froid en hiver et une augmentation du nombre de jours de neige⁽⁴⁵⁾.

(45) M. de TERAN (674) p. 169.

b) Le climat très pluvieux des vallées exposées au vent humide du NO, la galerna ou au galernazo qui, nous le verrons, accompagne l'expulsion froide à l'arrière des perturbations cycloniques. On y retrouve dès lors les principaux aspects saisonniers du climat littoral basque : l'absence de la sécheresse estivale, la violence des précipitations journalières lors du maximum pluviométrique automnale et le renforcement du maximum pluviométrique secondaire de printemps.

Le climat de la station de Villacarriedo, située à 212 m d'altitude dans un amphithéâtre tourné vers le N et dominé par le massif calcaire du Picogeniro (811 m), est très représentatif de ce type de climat intérieur très pluvieux. Car, le pluviomètre y enregistre d'épaisses lames d'eau ; déjà en année moyenne la station reçoit plus de 1700 mm et le quintile supérieur (deux années sur dix) du total pluviométrique annuel dépasse 2 m ! C'est dire que tous les mois peuvent être copieusement arrosés, même ceux de l'été puisque les quintiles supérieurs des pluies de juillet et d'août sont supérieurs à 100 mm. Dès lors, la subsécheresse estivale disparaît sur le régime moyen thermopluviométrique et sa fréquence d'apparition d'une année sur l'autre est très faible, inférieure à 20 % en juillet et en août (Tab. IV).

Le plus frappant est l'intensité des précipitations recueillies en 24 heures à Villacarriedo. Le régime pluviométrique décomposé en tranches d'intensité donnée met en évidence l'importance des pluies alimentées par de violentes averses (fig. 1-18). Les apports réalisés par les précipitations journalières supérieures à 100 mm sont au début de l'automne beaucoup plus importants que les mêmes apports enregistrés sur les régions côtières du Pays Basque. La différence est encore plus sensible avec la région littorale de Santander ;

à Villacarriedo la médiane des pluies mesurées en 24 heures est de 6,5 mm, soit le double de celle de Santander (2,5 mm). A moins de 50 kilomètres de distance, le contraste entre ces deux stations est remarquable et souligne ici le rôle dominant du relief sur la pluviosité et par conséquent sur la diversité régionale du climat.

La violence des averses se retrouve également dans les vallées intérieures du Pays Basque, comme le prouvent les fortes précipitations enregistrées à Santesteban dans la vallée supérieure de la Bidassoa⁽⁴⁶⁾. La station basque présente un régime pluviométrique et une variabilité interannuelle identiques à ceux de Villacarriedo. De violentes pluies accompagnées souvent d'orages se produisent toute l'année, même en été, comme dans la vallée française de Baigorry dont le climat a été judicieusement décrit par G. VIERS. Par une description imagée reposant sur le vécu, le géographe français nous apporte ainsi de précieux renseignements sur l'ambiance atmosphérique qui règne dans la plupart de ces vallées basques et qui est fondamentalement caractérisée par une très grande variabilité des états du ciel liés à la direction du vent. De fait, "il vaut mieux en Pays Basque parler de vents que de saisons", car toute l'année le vent du Sud "l'haizhe goua" ramène l'été et le soleil⁽⁴⁷⁾, tandis que le vent de NO, "l'haiza beltza", le vent noir⁽⁴⁸⁾ chargé de sombres nuées est responsable de violents épisodes pluvieux.

- C) LA PROVINCE OCEANIQUE ASTURIANO-CANTABRIQUE

Elle correspond en gros à la façade septentrionale des Cantabriques, des Picos de Europa, aux chaînes de relief appalachien encadrant la vallée du Navia à l'O. En fait, sa façade littorale empiète sur la Galice, au-delà de la ría de

(46) M.P. DE TORRES LUNA (685) p. 17.

(47) G. VIERS (708) p. 32.

(48) M. TERAN (674) p. 171.

Ribadeo, peut-être jusqu'au Cap Burela. En première approximation, à l'échelle de cette province, le climat apparaît comme une transition entre le climat des autres unités océaniques avec l'existence d'un été peu pluvieux, influence galicienne, et l'apparition d'un maximum pluviométrique secondaire de printemps, influence basque. En réalité, la façade atlantique qui s'étend de la ría de San Vicente de la Barquera à la ría de Foz se détache nettement des deux autres provinces océaniques par une diminution générale de la pluviosité qui apparaît tant sur la façade côtière que dans les vallées intérieures.

1°) Le climat littoral asturien

A partir de la Sierra de Cuera, les rasas littorales sont effectivement moins pluvieuses que celles de la région Comillas-Santander. A Lastres, les précipitations annuelles n'atteignent plus 1200 mm et elles descendent légèrement au-dessous du mètre à Gijón (993 mm) et à Castropol (989 mm).

La pluviosité de cette façade septentrionale atlantique tendrait donc à se rapprocher le plus de celle de la région côtière des Mariñas. Car, les distributions gaussiennes des pluies annuelles de Gijón et Castropol sont quasiment identiques à celles des totaux annuels enregistrés à La Corogne ; les principales valeurs caractéristiques, médianes (980 mm), quintiles inférieurs (850-870 mm), les quintiles supérieurs (1100-1150 mm) sont du même ordre de grandeur, compte tenu de la précision des mesures pluviométriques. D'autre part, le régime des vents de Gijón (fig. 1-19) est plus proche de celui de la Corogne que de celui de Santander. La prédominance des vents de SO en hiver et celle des vents de NE à E en été caractérisent le rythme saisonnier des vents aussi bien à Gijón qu'à Castropol comme le confirme l'étude de J. ASENSIO AMOR et S. SUAREZ ACEVEDO⁽⁴⁹⁾. En été, l'écoulement de l'air dans les basses couches de l'atmosphère amorcerait donc sur la façade

(49) J. ASENSIO AMOR et S. SUAREZ ACEVEDO (11) p. 541.

asturienne une divergence, pour s'effectuer en direction de la Galice. Cette divergence serait-elle un élément de la diminution de la pluviosité par rapport aux régions basques ?

Toujours est-il que les pluies faibles de l'été sont responsables de l'existence d'une courte sécheresse estivale. Les rapports ombrothermiques indiquent un mois sec en juillet, un mois subsec en août à Castropol et à Gijón (carte hors texte n°1). Ce caractère climatique en année moyenne est également confirmé par la variabilité interannuelle des valeurs mensuelles de la déficience de l'évaporation. A l'O de la ría de Villaviciosa, la fréquence des étés caractérisés par la succession de deux mois au moins subsecs dépasse 50 %, et même 60 % à Castropol. Les conditions de la sécheresse doivent être accrues sur les promontoires rocheux, exposés aux vents les plus violents dont l'action réitérée apparaît dans les mesures pluviométriques par trop déficitaires du Cap Peñas.

Ainsi, cette partie du littoral cantabrique présente de nombreux traits climatiques saisonniers voisins de ceux de la façade atlantique du NO de la Galice. Toutefois, le climat de cette province s'en détache par l'originalité de l'hiver et des saisons équinoxiales.

L'hiver est moins pluvieux que celui du littoral des Mariñas. Les mois de novembre, décembre et janvier reçoivent en moyenne autour de 120 mm à Gijón et Castropol pour 130 à La Corogne. Principalement, l'hiver est un peu plus frais sur cette côte asturienne ; on sait déjà que les moyennes thermiques de janvier accusent une faible baisse à Gijón (carte hors-texte n°2) et à Castropol par rapport à celles de la Corogne et du Cap Finisterre. En fait, nous savons également que ce refroidissement est surtout dû à une chute plus sensible du thermomètre lors des longues nuits, puisque les minimums thermiques moyens du trimestre froid à Gijón et à Castropol sont nettement inférieurs à ceux de La Corogne (Tab. I). Cette donnée est-elle le résultat des conditions locales du bilan radiatif, difficiles à déceler à cette échelle, ou bien est-elle

la conséquence de phénomènes advectifs liés à des éléments particuliers de la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique ou régionale, tel le glissement de l'air froid accumulé sur les massifs montagneux intérieurs entretenant des vents de type catabatique ?

Au printemps d'avril à juin nous retrouvons la variabilité diurne du Pays Basque avec l'alternance de journées lourdes durant lesquelles soufflent le vent chaud du sud, le "terral" à caractère de foehn, et de journées sombres très pluvieuses avec de violentes averses accompagnées de coups de vents forts de NO, la "galerna", si redoutée des pêcheurs. C'est la fréquence de ces journées qui contribue à rendre cette saison plus humide que la fin de l'hiver. Car, c'est dans les Asturies occidentales que s'amorce la transformation du régime pluviométrique océanique qui présente dès lors un faible maximum secondaire de printemps, plus nettement souligné en mai par la valeur élevée du quintile supérieur (carte hors texte n°13).

Enfin, toujours comme dans les régions basques, la reprise des précipitations est accusée au début de l'automne ; les précipitations moyennes de septembre et d'octobre sont plus élevées que sur le littoral des environs de La Corogne. Toutefois, les précipitations journalières n'atteignent pas l'intensité caractéristique des régions littorales basques, et la pluie fine, l'"orbayu asturien", l'homologue du crachin breton, est encore fréquente.

Les observations sont insuffisantes pour y dégager les nombreuses nuances locales. Toutefois, M. FERRER REGALES voit dans le climat de la région côtière des Asturies orientales une nuance plus douce et surtout plus arrosée, par suite de l'influence de hautes montagnes voisines du littoral, Sierras de Sueve et de Cuera⁽⁵⁰⁾.

(50) M. FERRER REGALES (224) p. 9.

Surtout, cette province asturienne se détache essentiellement par l'originalité des climats locaux des vallées intérieures.

2°) Les traits climatiques des vallées asturiennes

De la lecture des cartes des régimes thermopluviométriques et des régimes probables, il apparaît nettement que les stations de vallées sont beaucoup moins arrosées que les stations intérieures du Pays Basque et celles de la Galice. Cette faible pluviosité se concrétise par des totaux en année moyenne beaucoup moins élevés que dans les vallées de la Montaña de Santander et du Pays Basque. Aucune des stations situées à moins de 700 m d'altitude n'enregistre une moyenne annuelle supérieure à 1500 mm. Même, Infiesto, station relativement humide, située dans la partie orientale du sillon pré littoral asturien⁽⁵¹⁾, reçoit en moyenne à peine 1400 mm et le quintile supérieur de ses précipitations annuelles ne dépasse pas 1550 mm.

Par suite, le creux pluviométrique de l'été est sensible et dans cette province l'action du relief ne fait pas disparaître la tendance à la sécheresse, caractéristique du littoral asturien. Bien au contraire, elle s'accroît dans les dépressions les plus abritées, comme celles de Cangas de Onís ou de Salas. C'est que, au cœur des Cantabriques, les vallées sont plus encaissées et mieux protégées non seulement des vents océaniques de NO, par les chaînons littoraux Ouest-Est, mais surtout des vents humides du SO par une ligne de crêtes de plus en plus haute (1500 à 2000 m) et de plus en plus continue. Cet écran montagneux est également responsable de certains aspects thermiques des dépressions les plus isolées, en favorisant le déclenchement du vent chaud le "terral", venu du Sud qui est un foehn s'il se produit en liaison avec un phénomène pluvieux sur le versant opposé ou un véritable

(51) M. TERAN (674) p. 144.

sirocco si à l'origine il est déjà chaud et sec. Quoi qu'il en soit, la descente du vent rabattant provoque un réchauffement accentué qui peut atteindre 10° en 1000 mètres, dépassant largement le taux de l'adiabatique sèche, caractéristique, nous le verrons, de l'évolution thermodynamique du foehn. On comprend dès lors qu'à Cangas de Narcea (350 m) en juillet le thermomètre enregistre fréquemment des maximums thermiques dépassant 28° et 30° qui contrastent avec les températures plus modérées du littoral. Ainsi, les mois de juillet de 1966 et de 1967 offrent de multiples exemples de ces poussées de chaleur dans le bassin supérieur du Narcea.

	Puerto de Leitariegos	Cangas de Narcea	Castropol
	1526 m	400 m	27 m
14 juillet 1967	18,5	19,5	23,0
16 juillet 1967	19,5	<u>29,5</u>	22,5
17 juillet 1967	23,5	<u>32,5</u>	25,4
18 juillet 1967	21,0	<u>32,5</u>	25,0

Ces conditions thermiques de l'été dans ces régions déprimées des Asturies occidentales ont certainement favorisé la présence des formations forestières de *Quercus pyrenaica* Willd ou *Quercus Toza* Bosc qui s'étalent vers 600 m sur les flancs des sierras dominant au N et au SO le bassin de Cangas de Narcea⁽⁵²⁾.

Cependant, la barrière montagneuse des Cantabriques ne doit pas être la seule cause de cet affaiblissement de la pluviosité, car plus à l'Ouest, à la limite de la Galice, les grandes vallées orientées NS largement ouvertes au flux océani-

(52) *Quercus Toza* est une espèce atlantique (Mapa Forestal de España p. 40) mais qui occupe dans les autres domaines océaniques, comme dans le Massif Armoricaïn, les "zones les plus sèches et les plus chaudes". R. CORILLION (126) p.90.

que du N et moins bien protégées des perturbations venues du SO, ne sont pas plus arrosées. Dans la vallée du Navia, la station du barrage de Salime (Electra viesgo) ne recueille pas à 560 m d'altitude des précipitations abondantes, à peine 1200 mm pour l'année, 32 mm pour juillet et 174 mm pour décembre.

D'ailleurs, ce fléchissement pluviométrique se retrouve sur les parties montagneuses des Asturies occidentales qui diffèrent aussi des autres montagnes océaniques.

- D) LES REGIONS MONTAGNEUSES OCEANIQUES

Au-dessus de 800 mètres, l'effet d'altitude se fait sentir à la fois par une baisse sensible de la température, même dans un domaine océanique, et par une forte augmentation des précipitations. Ainsi, les climats des régions élevées de cette façade atlantique sont-ils caractérisés essentiellement par l'association du froid et de l'humidité qui les place en dehors des provinces climatiques océaniques tempérées. Quoique primordial, cet effet d'altitude n'est pas le seul facteur du climat ; il modifie diversement les données saisonnières qui sont liées aux autres facteurs géographiques, atmosphériques et qui caractérisent les climats des régions basses, voisines des massifs montagneux.

On est ainsi amené à distinguer trois grands types de climats de moyennes montagnes océaniques.

1°) Les montagnes très pluvieuses à climat contrasté du Minho et de la Galice occidentale.

C'est l'ambiance atmosphérique qui règne :

- d'abord sur les massifs à la limite du Minho septen

trional et du Tras Os Montes, Serras da Cabreira au S du Cava-do, Serras do Barroso (1279 m) et do Gerez (1361 m), Serras do Soajo et da Peneda (1415 m) entre les vallées du Lima et du Minho,

- ensuite, sur les massifs galiciens jalonnant la dorsale qui limite à l'O et au N le bassin versant du Minho avec au S la sierra de Suido (Mt Avion 1155), Sierra del Faro (1187 m), au centre la Sierra de Coba da Serpe (841 m) et le Cordal de Montouto, au N la Peña Gubia (1053 m) et la Sierra del Gistral (1036 m).

Ces hautes croupes aux formes lourdes sont le plus souvent recouvertes des végétations rabougries, de landes océaniques humides à *Erica ciliaris* et à *Ulex nanus* ou d'étendues reboisées en conifères (*Pinus insignis* et *Pinus pinaster*). Pourtant, nous sommes là dans un type de régions où le climat n'entrave pas une plus grande extension de la forêt à feuilles caduques⁽⁵³⁾. En outre, les rares exemples de forêt de feuillus sont constituées uniquement par le châtaignier (*Castanea sativa*), le chêne pédonculé et *Quercus pyrenaica*⁽⁵⁴⁾ qui devient moins fréquent en Galice. Car la pénétration du hêtre, complètement absent dans ces régions montagneuses, a peut-être été retardée par l'existence d'une courte période estivale sèche et lumineuse.

Cet étage montagnard est effectivement caractérisé par un climat très pluvieux, au régime des précipitations fort contrasté. Si les observations météorologiques sont peu nombreuses dans ces régions, les seules séries pluviométriques continues des stations portugaises nous permettent cependant de constater une interruption brutale de l'année humide à l'époque du mois de juillet qui se comporte certainement comme

(53) P. BIROT (55) p. 33.

(54) J. PINA MANIQUE (547) p. 25.

un mois subsec. L'étude des précipitations à Leonte sur le versant SO de la Serra do Gerez a déjà attiré notre attention sur les pluies diluviennes qui s'abattent sur ces montagnes du Portugal septentrional : 3 à 4 mètres en année moyenne à plus de 800 mètres d'altitude, avec des totaux pluviométriques mensuels remarquables dépassant 400 mm durant la période hivernale novembre-mars, encore que ces moyennes masquent une forte variabilité interannuelle puisque les quintiels supérieurs lors de ces mêmes mois peuvent atteindre 700 mm. Et pourtant, dans cette station exemplaire, la plus arrosée, la valeur des précipitations de juillet s'effondre au-dessous de 50 mm ! On comprend dès lors que les régimes pluviaux⁽⁵⁵⁾ des cours d'eau issus de ces montagnes présentent des variations saisonnières notables et que ces fleuves coulent en été dans des lits majeurs paraissant démesurément larges.

Ce régime pluviométrique fortement contrasté se maintient sur les hauteurs galiciennes qui doivent cependant recevoir des précipitations moins abondantes par suite de leurs situations plus éloignées par rapport à l'océan. Mais, ce fait doit entraîner en revanche une augmentation du froid en hiver, une fréquence plus élevée des gelées et des chutes de neige qui ne devraient toutefois pas dépasser une vingtaine de jours, du moins si l'on en croit les témoignages recueillis sur place. Ce refroidissement est assez sensible pour faire de l'hiver une saison pénible à supporter et pour accentuer le contraste saisonnier avec un été doux et relativement sec. C'est d'ailleurs par suite de cette forte opposition entre les saisons extrêmes que, sur les versants montagneux de la Galice recouverts de landes dénudées, une évolution pédologique originale aboutit à la formation des sols cryptopodzoliques, décrite par P. DUCHAUF⁽⁵⁶⁾.

(55) H. VIVIAN (716) p. 171.

(56) P. DUCHAUF (183) p. 39.

2°) Le climat des montagnes océaniques basques

L'autre extrémité montagneuse du domaine océanique connaît un climat également pluvieux mais beaucoup moins contrasté. En fait, faute d'observations, on connaît mal les conditions climatiques qui règnent sur les hauteurs basques, sur le massif paléozoïque des Cinco Villas (1139 m) entaillé par la vallée de la Bidassoa à l'Est, sur les Sierras de Gorbea (1475 m), Urquilla (1547 m) et Aralar (1427 m) séparant le versant atlantique N du bassin versant de l'Ebre.

On est obligé ici d'extrapoler à partir des stations de vallées que nous avons analysées ou à partir des observations, pas toujours régulières, de stations d'altitudes moyennes comme celle d'Aranzazu (Urquilla, 770 m) ou d'Articuza (Cinco Villas, 300 m). Avec ces stations élevées nous retrouvons les caractères climatiques fondamentaux des régions littorales basques : fortes pluies d'automne, maximum pluviométrique secondaire de printemps, surtout absence de sécheresse et même de subsécheresse en été, malgré un fléchissement des précipitations en juillet.

L'exacerbation des précipitations due aux reliefs explique ici encore des totaux pluviométriques remarquables qui doivent certainement dépasser, comme nous l'avons déjà souligné, 2500 mm à 3000 mm dans le massif des Cinco Villas. Mais cette fois, d'abondantes précipitations se produisent au coeur même de l'été. A Articuza les précipitations moyennes de juillet et d'août sont encore supérieures à 100 mm, parce que certaines années de véritables précipitations diluviennes alimentent pendant le mois d'août des laves d'eau de l'ordre de 400 mm (1951-1954-1963). Sur ces hauteurs fréquemment coiffées de lourds nuages responsables de violentes averses, l'été est frais et permet le développement de denses forêts de feuillus où cette fois le hêtre n'est pas absent. Enfin, l'hiver plus froid doit y être plus neigeux que sur les hauteurs du Minho, encore que

dans ce domaine les statistiques ne soient guère plus précises. Sur la base de 12 jours de neige en moyenne par an à Articuza⁽⁵⁷⁾, c'est à plus de 30 jours que l'on peut évaluer le nombre annuel de jours neigeux au-dessus de 1000 m.

3°) Le climat des montagnes cantabriques

Les longs hivers neigeux caractérisent l'ensemble montagneux qui s'étend des Sierras (Sierra de Hajar) dominant la vallée supérieure de l'Ebre aux hautes croupes séparant le bassin-versant du Sil des bassins versants du Minho supérieur et du Navia (Sierra de Ancares, Sierra de Caurel). Cet ensemble constitue une barrière continue dont les sommets dépassent souvent 2000 m et dont les cols descendent rarement au-dessous de 1200 m. Aussi représente-t-elle la limite climatique méridionale du domaine océanique pur et le climat de montagne à caractère océanique est alors représenté seulement sur les versants occidentaux et septentrionaux ainsi que sur la ligne des crêtes.

Le réseau de stations est trop insuffisant par rapport à une telle surface pour pouvoir établir une monographie détaillée du climat de montagne et de ses variations régionales. Cependant, quelques stations situées au-dessus de 1000 mètres permettent de dégager quelques traits climatiques essentiels. C'est principalement la station la plus élevée (1525 m) du Puerto de Leitariegos, dans les Cantabriques occidentales, qui fournit les données les plus précieuses. Celles-ci confirment l'existence des longs hivers neigeux ; l'altitude mais également la masse montagneuse elle-même favorisent l'accumulation de l'air froid lors de la saison des nuits longues. Ce bilan radiatif très négatif est responsable d'une fréquence élevée de chutes de neige (60 à 70 jours par an) et des gelées de 100

(57) M. PILAR DE TORRES (685) p. 17.

à 120 jours. Cependant, nous savons que pour une telle altitude le froid n'est pas excessif et semble être moins rigoureux que dans les Pyrénées occidentales, la période froide caractérisée par les moyennes mensuelles inférieures à 7° s'étend sur huit mois seulement avec un paroxysme en janvier qui enregistre une température inférieure à - 1 (58). En janvier et février les nuits sont très froides, mais dans la journée le thermomètre remonte parfois au-dessus de 0° et les passages des perturbations nuageuses ne s'accompagnent pas forcément de chutes de neige. Ainsi pendant la période froide et humide, décembre-février, la moyenne mensuelle du nombre de jours de neige se maintient autour de 11, pour 16 à 17 jours de précipitations en moyenne, soit à peine deux jours de neige sur trois jours pluvieux. A cette altitude les différences d'origine des perturbations ne sont pas entièrement annihilées. Est-ce le voisinage de l'océan qui atténue l'action des perturbations froides ou bien est-ce la situation méridionale de la région qui maintient l'effet des masses d'air chaud à l'intérieur des perturbations. La réponse ne peut se trouver que dans une analyse détaillée des situations synoptiques encore que nous retrouvions le même aspect du régime dans les sierras centrales de la Péninsule Ibérique, pourtant plus éloignées de l'océan (59).

De plus, malgré l'altitude élevée de la station, on est frappé par le fait qu'il y pleut beaucoup moins que sur les versants des massifs du Minho ou sur les hauteurs basques. Leitariegos reçoit en effet 1800 mm en année moyenne soit beaucoup moins que Leonte et à peine plus que Villacarriedo. Même si l'on doit tenir compte des difficultés de mesurer exactement la quantité d'eau apportée par la neige -ce qui explique peut-être la diminution de la tranche d'eau fournie par les pluies de forte intensité, en janvier et en février- on est bien

(58) P. MATEO GONZALEZ (432) p. 87.

(59) C. CANEVET (103) p. 11

obligé d'admettre que toutes conditions topographiques égales par ailleurs les Cantabriques sont moins arrosées que les montagnes du Minho et du Pays Basque. Toutefois, les températures fraîches (12 à 13° en juillet) et les précipitations assez fortes de l'été (50 à 55 mm en juillet) éliminent toute forme d'aridité, de sorte que malgré un régime pluviométrique contrasté l'opposition saisonnière est moins marquée que dans la Serra do Gerez. L'existence d'un été frais humide a pu aussi favoriser l'extension des hêtraies qui occupent parfois de vastes surfaces sur les versants supérieurs exposés au N, comme celles de la Sierra de Degaña, à l'O du Puerte de Leitariegos.

Ces conditions climatiques apparaissent déjà à la limite de la Galice et des Asturies, sur les hautes plate-formes, témoignages d'une remarquable pénéplanation du socle primaire que l'on peut admirer depuis le Puerto del Palo (1140 m) sur la route d'Oviedo à Fonsagrada. C'est d'ailleurs dans cette dernière localité qu'une station pluviométrique fournit des données dont l'analyse (carte hors texte 1 et 13) met en évidence des caractères proches de la station de Leitariegos avec cependant une fréquence beaucoup moins élevée des jours neigeux (20 à 30 seulement). Mais l'existence de vastes landes rabougries au N de la ville et de reboisements mal venus de conifères attestent également de l'action de vents violents sur ces hautes surfaces planes.

Vers l'E, en direction des Picos de Europa, le régime saisonnier évolue. A 1050 m, la station de Sotres présente un régime thermopluviométrique proche des régions basques avec, en particulier, un maximum pluviométrique secondaire de printemps et un été humide. Mais en dehors des renseignements fournis par les précipitations, il n'est guère possible de préciser l'ambiance atmosphérique de ce massif élevé. La station elle-même, située dans la vallée du Duje, n'est guère représentative du climat de montagne. Au-delà de 1000 m d'altitude, seules.

quelques mesures de l'épaisseur de la neige au printemps réalisées par les services de la société Electro-viesgo de Santander, permettent d'interpréter qualitativement la variabilité interannuelle de l'hiver et du printemps.

- E) LA PROVINCE SUBOCEANIQUE LUSITANIENNE

Au S de la ria de Vigo, à partir d'une ligne sinueuse Bayona-La Guardia-Puenteareas contournant les Sierras de Magdalena et de Argalio, englobant principalement la partie méridionale de la dépression intérieure de la Galice (bassin de Tuy), nous quittons le domaine océanique pour une province climatique de transition qui appartient à la fois à l'aire océanique et à l'aire méditerranéenne. Dès lors on peut la qualifier de subatlantique ou de subméditerranéenne ou encore de méditerranéenne humide comme L. EMBERGER. Toujours est-il que la dégradation océanique s'accroît de plus en plus vers le S et se marque par le caractère mixte des paysages cultivés (cultures complantées associées à la vigne, maïs irrigué, olivier) et des paysages naturels avec ce mélange de feuillus atlantiques et d'espèces arbustives méditerranéennes (*Quercus suber*, *Quercus ilex*, *Pinus pinea*) qui dominent définitivement à partir de la vallée du Mondego.

C'est en effet à partir de cette vallée que la longue sécheresse estivale, au moins deux mois secs, se reproduit le plus régulièrement, neuf années sur dix, tandis qu'au N de la vallée du Vouga et de la lagune d'Aveiro, la fréquence en été de deux mois secs successifs s'effondre brutalement, moins de 40 % à Porto. C'est dire que dans le Minho l'influence méditerranéenne qui apparaît sur les courbes ombrothermiques est atténuée par la variabilité de la sécheresse estivale. De plus, de nombreux caractères océaniques sont encore présents ; les précipitations annuelles sont encore abondantes puisque Porto reçoit en année moyenne plus de 1100 mm, c'est-à-dire plus

que la Corogne. Le régime pluviométrique, avec un seul maximum hivernal et un seul minimum estival, est de type nettement océanique, malgré l'existence d'un palier au printemps et parfois d'un maximum mensuel secondaire en mai. Surtout, l'influence de l'Atlantique impose un régime thermique aux contrastes saisonniers atténués : les conditions thermiques de l'hiver sont identiques à celles de la Póvnce Galicienne et, si l'été est plus chaud, les moyennes thermiques mensuelles sont loin d'égaliser celles des régions méditerranéennes.

En gros, cette Province climatique lusitanienne, au N de la vallée du Vouga, englobe les plateaux granitiques du Minho, disposés en escaliers des hauts massifs à la côte, et les hauteurs du Beira exposées directement aux vents humides. Dans ce cadre, les unités régionales s'échelonnent d'Ouest en Est, en fonction de l'océan et des conditions topographiques.

1°) Le climat littoral lusitanien

Sur la bordure côtière, règne un climat qui est soumis à l'influence directe de l'Océan et dont les principaux traits définissent l'élément que P. BIROT qualifie "de plus portugais dans le climat portugais"⁽⁶⁰⁾. Des stations littorales, comme Ançora ou Viana do Castello, ou sublittorale comme celle de Porto Serra do Pilar permettent de saisir l'originalité des saisons sur cette façade atlantique.

En hiver, l'action de l'océan se fait sentir :

- d'abord, par la douceur des températures diurnes, avec des moyennes des maximums de l'ordre de 13,5, soit près d'un degré de plus que sur les côtes des Asturies et de la Galice septentrionale, encore que cette influence s'atténue rapidement puisque Porto enregistre une brusque diminution de

(60) P. BIROT (55) p. 27.

m, $4^{\circ},8$, par rapport à Ançora $6^{\circ},6$.

- ensuite par la violence des vents de SSO et d'O qui soufflent plus fréquemment que sur les côtes des Mariñas, comme nous le confirmera une étude des rythmes diurnes des vents en hiver dans la deuxième partie (fig. 2-52).

Ici encore, l'aspect désagréable de la mauvaise saison réside dans la fréquence élevée des journées sombres, de vents violents et d'averses intenses. Celles-ci entretiennent des totaux pluviométriques mensuels toujours plus élevés à Porto qu'à La Corogne, mais toujours moins forts qu'à Vigo.

Toutefois, le printemps y est nettement plus précoce, plus ensoleillé et plus chaud. Dès le mois d'avril, l'insolation atteint près de 250 h, pour 190 h à peine à La Corogne, et le mois de mai enregistre déjà une moyenne supérieure à 15° . Surtout, l'analyse des précipitations mensuelles, des valeurs des moyennes des médianes et des quintiles attirent l'attention sur l'effondrement des précipitations de mars (150 mm) à avril (86 mm). Ainsi, le printemps apparaît comme une belle saison, mais encore entrecoupée de journées pluvieuses dont les fortes averses contribuent à arrêter durant le mois de mai la diminution des précipitations.

Il faut attendre le mois de juin pour entrer dans l'été et atteindre des conditions de subsécheresse soulignées par un rapport P/T inférieur à 3. Même, si l'on tient compte de l'utilisation des réserves du sol, la faiblesse de la pluviosité est telle que certaines années la déficience de l'évaporation (DE) atteint des valeurs élevées qui font de juin un mois au moins subsec (fig. 1-7) plus de deux années sur dix. En réalité, ce n'est qu'en juillet et en août que l'on observe régulièrement de faibles pluies et corrélativement de fortes déficiences de l'évaporation ; 9 années sur 10 en juillet et

en août la DE dépasse le seuil des 25 mm qui caractérise au minimum l'installation de la subsécheresse. Mais, l'effet de cette forte déficience de l'évaporation est atténué par l'action de l'océan qui se renforce d'une façon spectaculaire au cours de l'été. L'adialectique qui s'établit entre le gradient thermique océan-continent et la circulation atmosphérique littorale selon des mécanismes qui seront étudiés dans la deuxième partie, renforce à la fois la violence des vents de mer (NNO) au cours de la journée (brise de mer) mais également l'accumulation des eaux froides le long du littoral. Il en résulte :

- un rafraîchissement sensible de l'atmosphère sur la façade côtière elle-même, qui explique que le maximum moyen de juillet à Ançora est de deux degrés inférieur à celui de Porto (Tab. IV).
- l'interruption de la belle saison ensoleillée par de fréquents brouillards littoraux qui rendent de nombreuses journées (10 à Porto, plus sur la côte même) sombres, humides et fraîches d'autant plus que les vents forts venus du large accentuent l'impression de froid.
- car le facteur le plus désagréable, le facteur limitant, est bien le vent fort qui souffle régulièrement l'après-midi. C'est lui qui est à l'origine de la désertion des plages l'après-midi par le touriste, de l'aspect dénudé de la côte, au N de Porto où l'arbre est absent à part quelques conifères rabougris déformés (Povoa do Varzim) grillés par les embruns (La Guardia) et où l'homme est obligé de protéger ces parcelles cultivées par des murets de pierres.

Ainsi, cette action directe de l'océan atténuée sensiblement l'influence méditerranéenne en été le long du littoral portugais.

Cependant, la véritable ambiance océanique ne réapparaît définitivement qu'en octobre après un mois de septembre que l'on peut encore considérer comme subsec. Avec l'automne qui s'installe tardivement, les journées de tempêtes et de fortes pluies reviennent fréquemment. Mais la succession la plus fréquente de journées pourries se produit seulement en novembre. En effet, avec ce mois, le début de la grande saison pluvieuse, plus tardif que dans le Pays Basque, se traduit par d'intenses précipitations journalières, supérieures à 50 mm et à 100 mm qui alimentent une épaisse lame d'eau (fig. 1-19).

Rapidement, vers l'intérieur, la disparition de l'influence directe de l'océan modifie les aspects saisonniers.

2°) Le climat lusitanien des bas plateaux intérieurs

L'influence adoucissante de l'océan s'atténue rapidement vers l'intérieur et l'on peut même penser que Porto est située sur la limite intérieure de ce climat côtier. Cette dégradation s'accompagne d'une rapide augmentation des précipitations sous l'influence des hauts reliefs voisins qui provoquent le soulèvement des masses d'air océaniques chargées d'humidité. Ainsi, Santo Tirso (60 m) au NO de Porto, à moins de 25 kilomètres du littoral, reçoit déjà par an 1330 mm, Braga (100 m) plus au N, à une trentaine de kilomètres de l'océan, enregistre annuellement aux environs de 1500 mm. L'accroissement pluviométrique est encore plus spectaculaire vers le N, lorsque les hauts reliefs se rapprochent de la côte, le total pluviométrique annuel dépasse 1700 mm à Ponte de Lima (15 m) et 2000 mm à Amonde (150 m) à une dizaine de kilomètres à l'O d'Ançora, au pied du versant occidental du petit massif de

Cabracão (812 m). Mais cet accroissement sensible de la pluviosité se produit principalement durant la saison froide, de sorte que l'on assiste dans ces régions à une accentuation des contrastes saisonniers.

L'hiver n'est cependant pas plus rude qu'à Porto ; les moyennes thermiques de Braga et de Santo Tirso sont équivalentes à celles de la capitale du Minho. En revanche, l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des pluies renforce l'aspect désagréable de la mauvaise saison. En moyenne, durant la période de novembre à mars, Braga reçoit par mois de 20 à 30 mm de plus que Porto -180 à 190 pour 150 à 170- et Ponte de Lima plus de 50 mm chaque mois. Bien plus, en année exceptionnellement pluvieuse, les écarts s'accroissent puisque les différences entre les quintiles supérieurs augmentent notablement, passant de 80 à 100 mm entre Porto et Braga, de 100 à 130 mm entre Porto et Ponte de Lima.

Par contre, les caractères méditerranéens de l'été s'affirment avec plus de netteté tant que l'altitude n'entraîne pas une diminution sensible de la température. Car si l'aridité estivale est plus forte à Braga qu'à Viana do Castelo (carte n°1), à Sobrado de Paiva qu'à Porto, c'est surtout à cause d'une forte élévation des températures renforçant les exigences climatiques. Ainsi, il pleut légèrement plus en été à Braga qu'à Ançora, mais les températures élevées dans la journée à Braga expliquent que les moyennes mensuelles des maximums de juillet et d'août dépassent de 3° celles de la station côtière. L'action refroidissante des eaux océaniques ne se fait plus sentir parce que la pénétration de la brise de mer avec des brouillards littoraux ne doit guère dépasser une dizaine de kilomètres. Déjà à Braga, les brouillards sont dix fois moins fréquents que sur la côte et la vitesse moyenne des vents de NO en juillet est inférieure au quart de celle mesurée à Porto.

Mais au-dessus de 500 mètres, on doit retrouver les conditions du climat de la province océanique galicienne, avant de pénétrer dans le climat humide montagnard. En revanche, au S du Douro, les influences opposées de l'altitude et de la latitude font que les grands traits du climat lusitanien se maintiennent sur les hauteurs de la limite occidentale du Beira Alta.

3°) Les montagnes occidentales de Beira Alta

Le climat qui caractérise la dorsale schisteuse de la Serra da Gralheira, au N du Vouga et de la Serra de Caramulo au S, subit évidemment l'influence de l'altitude.

Elle est à l'origine d'un redoublement des précipitations ; tandis que sur le littoral, entre la lagune d'Aveiro et la vallée inférieure du Mondego, les moyennes pluviométriques annuelles sont comprises entre 900 mm et 1000 mm, sur les versants occidentaux de ces massifs, elles dépassent 2000 mm à partir de 800 m : Caramulo (810 m) : 2800 mm⁽⁶¹⁾ et Arouca (1045 m NO de la Serra da Galheira) : 2255 mm. Spécialement, l'effet d'altitude se traduit par un hiver froid et très pluvieux. De fait, c'est pendant la période de novembre à mars que le rapport des précipitations mensuelles de Caramulo à celles de Dunas de Mira est supérieur à 2, parfois égal à 3. En plein coeur de l'hiver, les quintiles supérieurs de janvier et de février dépassent largement 500 mm ! Quoique les chutes de neige soient rares, 5 jours en moyenne par an à Caramulo seulement, les précipitations s'abattent sur les régions élevées dans une ambiance particulièrement froide. Entre les stations du littoral (Aveiro, Dunas de Mira) et Caramulo, la différence d'altitude (800 m environ) se marque par une baisse de 4° pour la moyenne du mois de janvier (9°,8 à 5°,8) soit 0,5 pour 100 m ce qui est conforme au gradient thermique

(61) 2166 pour la période 1936-1960, selon O Clima de Portugal S.M.N. Lisbonne 1970,, 2250 pour la période 1941-1969 que nous avons analysée.

en atmosphère humide. Dès lors, m descend au-dessous de 3° , c'est-à-dire au-dessous du seuil considéré comme froid dans le domaine méditerranéen. Toutefois, sur ces versants supérieurs exposés aux vents atlantiques, l'hiver n'est guère plus rigoureux que dans les régions intérieures du Beira Alta, situées au pied du versant oriental de la Serra de Caramulo. Par exemple, Viseu à 443 m, avec $6^{\circ},2$, a une moyenne de janvier à peine supérieure à celle de Caramulo et m descend à $1^{\circ},4$, ce qui suppose des nuits fréquemment plus froides, avec un fort rayonnement nocturne et une accumulation d'air froid dans les basses couches entraînant certainement la formation d'inversion de température, mais nous manquons de données thermiques sur les versants supérieurs exposés à l'E pour étayer cette hypothèse.

En revanche, l'influence du relief est beaucoup moins sensible en été. Bien sûr, les températures moyennes sur ces hauteurs sont plus basses qu'au pied du versant occidental et que sur les plateaux intérieurs du Beira Alta : la moyenne thermique la plus élevée, celle du mois d'août, atteint $19^{\circ},8$ à Caramulo mais dépasse 20° à Viseu, 22° à Coimbra, avec des écarts encore plus creusés en ce qui concerne M. = $24^{\circ},8$ pour $28^{\circ},2$ et $29^{\circ},3$ respectivement dans les mêmes stations. Mais par rapport aux régions littorales du Minho et du Beira Mar, l'atmosphère n'est pas plus fraîche, puisque les données thermiques de l'été sont quasiment identiques à Porto et à Caramulo. Bien plus, il fait même plus frais sur la côte où à la station d'Aveiro, la température moyenne d'août est égale à $18^{\circ},4$ et M à 22° ⁽⁶²⁾. C'est dire que l'action des eaux froides océaniques sur les températures est plus importante que l'effet d'altitude sur cette façade occidentale du Portugal.

(62) Toutes ces données thermiques sont précisées dans O clima de Portugal 1970...

En outre, cet écran montagneux ne provoque plus pendant la saison chaude une recrudescence des précipitations. L'effondrement remarquable des pluies en juillet et en août est également enregistré à Caramulo de sorte que cette station connaît une véritable sécheresse durant ce bimestre (cf. cartes hors texte 1 et 13). Ainsi en été, les caractères essentiels de l'ambiance atmosphérique de Caramulo sont très proches de ceux de Porto ; il ne manque que certains aspects désagréables, les brouillards littoraux et la violence des brises océaniques.

En tous cas, rien dans ces facteurs climatiques ne saurait expliquer la dénudation végétale de ces versants montagneux, l'absence de grandes forêts mixtes, mise à part cette magnifique forêt de Bouçaco reconstituée par l'homme. De fait, aux environs de 800 m, l'hiver n'est guère moins rude que dans la Bretagne intérieure et la sécheresse estivale n'est pas plus importante que celle des basses régions du Minho.

- F) LES REGIONS SUBOCEANIQUES DES MARGES INTERIEURES

Comme sur la façade atlantique, la limite entre l'aire océanique et l'aire méditerranéenne n'est pas facile à tracer vers l'intérieur de la Péninsule. La complexité du relief contribue à créer sur les frontières de ces deux ensembles une marquetterie de régions climatiques autonomes qu'il est impossible de regrouper en provinces structurées. Ici, il est difficile de respecter la hiérarchie théorique des échelles climatiques. En effet, le morcellement de la topographie explique l'existence de trois grands types régionaux de climats de transition.

1°) Les climats montagneux marginaux

Le contact entre le domaine océanique ibérique et le domaine méditerranéen de la Meseta est essentiellement constitué par un chapelet de climats d'altitude, du SE de la Galice et du Tras os Montes, à l'extrémité orientale du versant castillan de la chaîne cantabrique. L'effet de l'altitude et l'influence continentale accentuent la dégradation océanique, modifient l'influence méditerranéenne, d'où un mélange de caractères climatiques qui aboutit à des rythmes saisonniers et diurnes très contrastés : un hiver rigoureux et humide, un été sec aux journées chaudes et aux nuits fraîches. La transition se marque souvent dans les landes d'altitude par une plus grande proportion des espèces non-atlantiques⁽⁶³⁾ et la prédominance remarquable de *Quercus Toza* Bosc dans les forêts de feuillus extrêmement dispersées.

En réalité, on peut distinguer sur cette bordure montagneuse deux formes de dégradation océanique :

a) Le climat océanique dégradé des hauteurs du Tras os Montes et du SE de la Galice.

Elle caractérise les chaînons montagneux qui se succèdent de la partie orientale de la Serra do Gerez au S des Montes de León (Sierra de Teleño) en passant par la Sierra de Queija et la Sierra de Segundeira.

Le contraste climatique est grand entre les versants occidentaux du Haut Minho et la retombée intérieure de la Serra do Gerez. Sur ce versant abrité, Montalegre⁽⁶⁴⁾ à 1005 m

(63) P. DUPONT (186) p. 346.

(64) Pour la monographie climatique de cette station cf. le document de la Météorologie Portugaise - O Clima de Portugal 1970 et Klimadiagramm Weltatlas qui a le tort, nous semble-t-il, de placer Montalegre dans le même type de climat que la station de Benasque (Pyrénées occidentales) qui ne connaît pas d'été sec...

d'altitude reçoit moins de 1400 mm par an (1565 période 1841-1969, 1040 période 1931-1960) et connaît un été sec qui dure deux mois (juillet-août) comme les régions méridionales du Bas Minho ou la Serra de Caramulo. Mais ici, l'été est moins chaud, par suite d'une succession fréquente de nuits claires et fraîches qui explique les faibles valeurs des minimums thermiques moyens du mois de juillet (moyenne $11^{\circ},2$, $Q_i = 10^{\circ},2$) et en définitive une moyenne mensuelle ($17^{\circ},4$) inférieure de deux degrés à celles de Porto et de Caramulo. Car, en revanche pendant les nombreuses journées ensoleillées, le thermomètre remonte d'une façon spectaculaire et enregistre une fois sur trois une température supérieure à 25° . C'est que, malgré l'altitude, ces régions sont soumises à l'influence méditerranéenne en été et connaissent également un été lumineux caractérisé par un rapport d'insolation élevé de l'ordre de 75 %.

L'originalité climatique réside surtout dans l'existence d'un hiver pénible dont les caractères n'apparaissent pas à la simple lecture des moyennes thermiques et pluviométriques. De fait, en janvier, mois le plus froid, la moyenne ne descend pas au-dessous de 3° et m au-dessous de 0° . Mais au cours de ce même mois, le quintile inférieur des températures minimales mensuelles est égal à $- 0^{\circ},7$, il gèle près d'un jour sur deux et le thermomètre peut descendre jusqu'à $- 8^{\circ}$. De même, le caractère humide n'est pas lié à une forte pluviosité, bien que les quintiles supérieurs mensuels entre novembre-mars approchent des 300 mm ; les moyennes de ces mois 160-180⁽⁶⁵⁾ sont en effet de l'ordre de la moitié de celles de Caramulo. C'est surtout l'association, basses températures, humidité relative élevée, toujours supérieure à 80 %, qui rend l'hiver pénible. Toutefois, celui-ci, contrai-

(65) Pour la période 1941-1969 les sources météorologiques portugaises concernant la période 1931-1960 situent les moyennes autour de 130-140 mm.

rement à ce que l'on pourrait attendre, n'est pas trop neigeux. De fait, en année moyenne, le nombre total de jours de précipitations neigeuses, ne dépasse pas 20, et la neige ne semble guère se maintenir longtemps sur le sol, même si la moyenne d'un jour de sol couvert de neige, en janvier seulement, ne nous paraît pas correspondre à la réalité, du moins si l'on tient compte des témoignages oraux.

Ce rythme saisonnier, plus accentué encore que sur les hauteurs du Minho et du Beira Alta, continue à caractériser les hauts plateaux du Tras os Montes découpés en lanières par les profondes vallées du Tâmega, du Tua et du Sabor. Les schémas climatiques de Travancas (cartes hors texte n° 1 et 13) sont fort proches de ceux de Montalegre. Au-delà du Sabor, à partir de Bragança, apparaît déjà le climat méditerranéen continental castillan.

En revanche, le climat d'altitude des Tras os Montes se retrouve certainement sur les montagnes espagnoles qui dominent les plateaux intérieurs de la Meseta dans les Provinces de Zamora et du León. Toutes conditions topographiques égales par ailleurs, les données d'observations sont équivalentes ; le climat de Ribadelago (1008 m) dans la Sierra de Segundeira a une très grande affinité avec celui de Montalegre, avec cependant un été légèrement plus chaud et un hiver plus neigeux, présentant une plus grande variabilité des précipitations. Neige et pluies doivent d'ailleurs fournir d'épaisses lames d'eau en hiver sur les massifs plus élevés qui atteignent ici jusqu'à 2000 m d'altitude.

Les pluies sont également plus abondantes sur les montagnes méridionales de la Galice intérieure, sur la Sierra de Queija et ses prolongements (San Mamed, Manzaneda), les précipitations annuelles dépassent à nouveau 2000 mm. Alto de Rodicio (960 m) située, il est vrai, sur le rebord occiden-

tal de la "haute surface de Castro Caldelas"⁽⁶⁶⁾ dominée par la Sierra de Queija, reçoit déjà 1700 mm en moyenne par an, les moyennes et quintiles des pluies des mois d'hiver y sont du même ordre de grandeur que ceux des plateaux de la Galice intérieure. Mais, l'été présente au moins un mois sec (juillet) et nous savons que l'hiver y est plus rigoureux avec une moyenne de 9 jours de gel sur 10 en janvier.

Ce sont ces derniers éléments qui justifient le rattachement du climat de cette région montagneuse à un type de climat de transition à forte dégradation océanique. Celle-ci est plus sensible sur le versant castillan des Cantabriques.

b) Le climat océanique dégradé du versant méridional des Cantabriques

Le contraste entre les deux versants de la chaîne cantabrique commence à être perçu lorsque, en plein été, remontant la vallée du Nalon, on atteint le Puerto de Tarna. Après avoir ressenti au débouché de cette brèche dans la Sierra de Mangayo les effets d'une forte brise qui confirme l'existence d'un gradient thermique élevé, on est frappé dans cette partie occidentale du bassin de Riaño par une plus forte luminosité et par une diminution des étendues forestières ; hêtraies et chênaies sont de plus en plus dispersées, remplacées par des formations dégradées. En fait, le "contraste extrêmement marqué" décrit par les botanistes belges L. DELVOSALLE et J. DUVIGNEAU⁽⁶⁷⁾ s'affirme principalement au S de ce bassin de Riaño, sur les versants méridionaux des derniers chaînons cantabriques. Là règne un climat bâtard que G. BERTRAND a étudié en détail dans le cadre du "Valle de Prioro" et que l'auteur qualifie de "climat montagnard océanique 'continentalisé' à hiver rude et à été sec de type méditerranéen"⁽⁶⁸⁾.

(66) P. BIROT et L. SOLE SABARIS (63) p. 34.

(67) L. DELVOSALLE et J. DUVIGNEAU (165) p. 54.

(68) G. BERTRAND (44) p. 114.

Nous retrouvons là les caractères saisonniers contrastés perçus dans le climat montagnard précédent. Toutefois, le climat local du "Valle de Prioro" présente des traits spécifiques essentiels qui définissent en réalité le climat régional de ce versant castillan des Cantabriques. De la Sierra de Jistredo (N des Montagnes du Léon) aux versants des Sierras de Cordel et de Escudo dominant le bassin supérieur de l'Ebre, les principaux aspects saisonniers sont équivalents ; ils entretiennent sur toute cette façade montagneuse des "facteurs limitants multiples et rigoureux" soulignés par G. BERTRAND.

Car ce climat de montagne est à la fois original par rapport bien entendu au climat purement océanique de la façade septentrionale des Cantabriques, mais également par rapport au climat montagnard dégradé du Tras os Montes.

Les précipitations y sont encore abondantes, mais beaucoup moins que sur le versant N et même que sur les Sierras du SE de la Galice. Dans le bassin de Riaño entre 1000 et 1100 m (Riaño, Boca de Huergano) les séries d'observations des pluies annuelles aboutissent à une évaluation de la moyenne annuelle à 1200 mm, Qi à 1000 et Qs à 1500, assez proches des données de Prioro. Rabañal de Luna (1156 m) plus à l'O, reçoit même moins de précipitations (P = 1147, Qi = 980, Qs = 1320) soulignant une forte diminution de la pluviosité par rapport à Leitariegos. Ce n'est vraiment que sur certains versants mieux exposés que les pluies augmentent sensiblement atteignant aux environs de 1200 m des moyennes de 1500 à 1600 mm (Qi = 1300 et Qs = 1800 à 2000), comme à Cofiñal au N du bassin de Riaño et à Besande au SE.

Là encore, ces pluies sont très inégalement réparties concentrées au cours de la période froide de novembre à mars (160 et 200 mm par mois) elles deviennent si rares en juillet et août (30 à 40 mm en moyenne) que ces deux mois sont partout des mois secs (carte n° 1). Car, c'est au cours de la

saison chaude que cette façade montagneuse se détache nettement de l'Ibérie humide, avec un fort ensoleillement et un rythme thermique diurne très contrasté, Riaño moyenne des maximums de juillet $24^{\circ},8$, des minimums $7^{\circ},9$ seulement! Mais les régimes pluviométriques accusent également de fortes différences au printemps avec ceux du versant septentrional. A Rabañal de Luna, à Cofiñal, à Riaño et à Prioro, le maximum pluviométrique secondaire de printemps disparaît brutalement, soulignant un changement des mécanismes climatiques, dû surtout à une sensible atténuation de l'activité des perturbations à direction méridienne NS et dont la fréquence, nous le verrons, est relativement plus élevée au printemps.

Par rapport au climat montagnard dégradé du Trasos Montes et du SE de la Galice, ce climat d'altitude connaît un hiver beaucoup plus rigoureux. A la même altitude que Montalegre, Riaño enregistre une moyenne de janvier de l'ordre de 0° et la moyenne des minimums est régulièrement, 9 années sur 10, inférieure à 0. Car, les altitudes élevées de la chaîne cantabrique favorisent la conservation de la neige dont l'albedo vient ajouter son action radiative au rayonnement nocturne des nuits fréquemment claires, pour provoquer de fortes chutes de températures minimales. Et à leur tour, ces basses températures modifient les structures des perturbations océaniques, provoquant dès lors des précipitations solides (30 à 50 jours au-dessus de 1000 m) et favorisent la conservation de la neige sur le sol, six à huit mois parfois au-dessus de 1600 mètres. L'originalité de ce climat de montagne apparaît donc bien liée à des mécanismes spécifiques d'échange d'énergie entre le sol et l'atmosphère.

Vers l'Est, comme l'indiquent les données de Reinosa les précipitations tendent à diminuer alors que les conditions thermiques se maintiennent jusqu'au "Pentano del Ebro". Mais

au-delà, l'altitude générale s'abaisse et l'écran montagneux moins continu permet l'interpénétration des influences océaniques et méditerranéennes au S des chaînons humides du Pays Basque.

2°) Le climat subocéanique de la cuvette de l'Alava

De fait, selon P. BIROT, entre Reinosa et Logroño, s'étale dans une couverture sédimentaire du secondaire un relief de "formes structurales nettes mais de faible amplitude"⁽⁶⁹⁾ qui, malgré l'altitude relativement élevée de certaines sierras (1000 à 1300 m parfois), ne constituent pas un obstacle à l'extension vers le N des caractères continentaux et méditerranéens du climat castillan⁽⁷⁰⁾.

Bien sûr, il fait moins froid que sur la bordure méridionale des Cantabriques, mais le régime thermique présente encore de forts contrastes saisonniers et diurnes. A Oña, à Vitoria, les moyennes thermiques oscillent entre 3° et 19°, avec une amplitude qui n'a rien d'océanique. De plus, ces moyennes masquent des écarts journaliers très importants ; le froid hivernal à Vitoria ressort mieux à la lecture des variations en janvier des températures minimales mensuelles dont la moyenne est de l'ordre de 1°,0 et le Qi -1°,0. C'est dire qu'il gèle fréquemment dans cette cuvette intérieure, 50 jours en moyenne, un peu moins qu'à Burgos, mais cinq fois plus qu'à St Sébastien ; des gelées peuvent y être enregistrées du mois de septembre au mois de juin. Seuls juillet et août échappent aux coups de froid sensibles, et encore au cours de l'été, les soirées, les nuits sont bien souvent fraîches, puisque, comme sur les massifs montagneux, la moyenne des températures minimales de ces deux mois ne dépassent guère 12° (Tab. IV).

(69) P. BIROT et J. DRESCH (62) p. 151.

(70) M. TERAN - (674) p. 218-219.

L'influence méditerranéenne se fait cependant sentir avec le réchauffement qui se produit au cours des journées estivales permettant à M de dépasser 25°. Mais, elle se traduit principalement par la diminution de la faible pluviosité. Dans cette région intermédiaire, les précipitations annuelles dépassent rarement 1000 mm, en dehors de la dépression subséquente de contact au N (Valmaseda - Amurrio, Orduña). Plus au S et à l'E, elles descendent même au-dessous de 800 mm : 780 à Vitoria (période 1940-1970) - 680 à Oña. En réalité, la diminution des précipitations est surtout effective en juillet et en août qui reçoivent de 30 à 40 mm en moyenne. Dès lors, la sécheresse estivale se maintient durant le bimestre juillet-août comme le prouvent les régimes de Castrobarto, Oña et Vitoria. Toutefois, l'analyse de la variation interannuelle des bilans hydriques montre que la fréquence des étés caractérisés par la succession de deux mois de forte aridité n'atteint pas 50 %, comme dans le Minho.

C'est que l'influence océanique est loin d'être définitivement arrêtée par la barrière montagneuse basque. L'air froid venu du N et les formations nuageuses pénètrent fréquemment en Alava toute l'année. Deux années sur dix, le mois d'août se comporte comme un mois humide avec des précipitations nettement supérieures à trois fois la température. D'ailleurs, la présence fréquente de systèmes nuageux au-dessus de Vitoria est confirmée par un ensoleillement relativement faible compte tenu de la position de cette station. En année moyenne, la durée de l'insolation ne dépasse pas 1800 h, un peu plus que sur la côte basque mais beaucoup moins que sur la côte des Mariñas en Galice. L'été n'est guère lumineux puisque le rapport d'ensoleillement est de 52 à 54 % en juillet et en août. On est loin des 65 % de Logroño dont le climat franchement méditerranéen se fait déjà sentir à partir de Miranda del Ebro, parce qu'au S du bassin de Vitoria, à travers le Condado de Treviño, l'influence océanique s'atténue fortement.

Ce mélange des influences climatiques est donc remarquable. Entre Reinosa et Miranda del Ebro, il est associé à une interpénétration des espèces végétales déjà soulignée par P. DUPONT⁽⁷¹⁾. Des forêts de hêtres se maintiennent jusqu'à Oña et aux abords de Miranda del Ebro, tandis que les encinares, bois de chênes verts, occupent de vastes espaces dès la bordure septentrionale de cette région climatique et côtoient des quejigales, étendues couvertes de *Quercus lusitana* Webb, espèce ibérique de transition à feuilles semi-persistantes⁽⁷²⁾.

3°) Les enclaves subméditerranéennes

En deçà de la frange montagneuse de climats océaniques dégradés, des bassins intérieurs isolés connaissent des ambiances atmosphériques originales. Dans ces régions déprimées, l'influence océanique est encore plus effacée, laissant s'affirmer des traits continentaux et méditerranéens. Toutefois, les caractères de l'environnement montagneux et l'altitude du fond de la dépression interviennent pour faire varier régionalement la dégradation océanique. Ainsi, cette dégradation peut être poussée à l'extrême lorsque le bassin relativement profond est très éloigné de la façade côtière et qu'il est surtout entouré de tous les côtés par un écran montagneux efficace. Dans ce cas, et c'est celui du Bierzo, le climat du fond de la dépression n'a plus rien d'océanique. Ce climat a dès lors de grandes affinités avec celui du domaine méditerranéen continentalisé de la Meseta ; les aspects saisonniers de la station de Ponferrada : faible pluviosité, régularité de la longue sécheresse estivale, régime thermique contrasté⁽⁷³⁾ sont très voisins de ceux de León et situent effectivement le fond de ce bassin du Bierzo nettement en

(71) P. DUPONT (186) p. 347.

(72) Mapa Forestal de España, feuille 2.

(73) V. SERRADILLA SECO. 640.

dehors de l'ensemble océanique.

En revanche, plus proche de la façade atlantique, il existe des dépressions moins isolées où la longue saison sèche estivale est moins régulière (carte hors texte n° 13). Sur le plan général, ces climats peu pluvieux qui reçoivent parfois moins de 800 mm se nuancent en fonction des conditions thermiques créées par l'altitude.

a) Les climats secs à nuance chaude de la Galice méridionale et du Tras os Montes

A. HUETZ DE LEMPS a insisté sur l'originalité climatique de la vallée moyenne du Minho⁽⁷⁴⁾ entre le confluent du Sil et Rivadavia où le fleuve commence à pénétrer dans le bourrelet montagneux de la façade atlantique. Plus abritée que le bassin de Lugo, la vallée du Minho, aux environs d'Orense, connaît un climat où les caractères méditerranéens sont évidents. Si la pluviosité annuelle conserve encore un trait océanique avec une moyenne légèrement supérieure à 300 mm, en revanche la chute sensible des précipitations en été entraîne l'existence de deux mois secs (juillet et août) encadrés par deux mois subsecs (juin et septembre). La période très humide ($P > 6T$) dure moins longtemps que dans les régions où les caractères océaniques dominant : 5 mois à Orense, contre 8 à 9 mois dans les régions humides océaniques. Toute l'année, les belles journées ensoleillées se succèdent fréquemment. Mais, la faible altitude atténue les effets du rayonnement nocturne, de sorte que les températures minimales, compte tenu du rythme saisonnier, ne sont jamais très basses, m en janvier est supérieure à 3° et la moyenne des minimums de juillet est de 15°,4.

(74) A. HUETZ DE LEMPS (316) p. 58 et p. 76.

Ainsi, les moyennes mensuelles thermiques indiquent une continentalisation du climat moins sensible que celui des montagnes marginales ou du bassin de l'Alava. L'hiver à Orense est plus frais que sur la côte galicienne avec la présence d'un mois froid ($\bar{T}$ de Jv = $6^{\circ},6$), mais il est plus doux qu'à Vitoria. Surtout en été, la prédominance de l'influence méditerranéenne se confirme avec une moyenne du mois le plus chaud, juillet, proche de 22° .

Ce rythme saisonnier est en gros celui des bassins tectoniques du Tras os Montes, alignés du NNE au SSO et reliés par le rio Tamega. Dans le bassin de Chaves et celui de Vidago, les hivers sont encore doux (moyenne de janvier 6°) avec toutefois des coups de froid plus sensibles qu'à Orense. Les étés un peu moins chauds (juillet à peine 21°)⁽⁷⁵⁾ sont cependant suffisamment secs juillet et août, (voire juin à Chaves), pour permettre une culture rentable de l'olivier dans ce Portugal septentrional⁽⁷⁶⁾.

b) Les climats secs à nuance froide du SE de la Galice.

Lorsque les fonds de bassins isolés sont plus élevés, supérieurs à 600 mètres, l'effet d'altitude et le rayonnement nocturne se conjuguent pour introduire une influence continentale froide qui se concrétise par des températures minimales basses en toute saison. Nous avons déjà précisé cet aspect de climatologie générale en étudiant les distributions des températures quotidiennes à Guinzo de Limia (fig. 1-11). Effectivement, ce type de climat régional de haut bassin relativement isolé est bien représenté par celui de la

(75) Période 1946-1965 pour Chaves, période 1926-1941 pour Vidago selon O Clima de Portugal fascicule n° 3 Tras os Montes, Lisbonne 1943.

(76) J. PINA MANIQUE (549) p. 4.

cuvette d'Antela. Nous avons vu comment l'air froid s'accumule là, provoquant en janvier une gelée au moins 8 jours sur 10, et créant des conditions d'inversion de température. Cette stratification thermique inversée doit également se produire au coeur de l'été où la moyenne des températures minimales de juillet est à peine supérieure à 10°.

Toutefois, la faible pluviosité annuelle, moins de 800 mm, et la longue sécheresse estivale, deux mois secs et deux mois subsecs, soulignent l'influence méditerranéenne. Celle-ci explique la pénétration des espèces xérophiles dans les formations végétales dégradées qui recouvrent les bordures rocheuses de la cuvette d'Antela. Elle explique surtout les difficultés rencontrées par les cultivateurs après l'assèchement de la lagune d'Antela qui a provoqué un abaissement trop prononcé de la nappe phréatique, nécessitant la mise au point actuelle d'un système d'irrigation.

Cette ambiance climatique se retrouve au-delà de la Sierra de Queija, sur le plateau intermédiaire du Bollo, comme le prouve la comparaison des données de Santa Cruz del Bollo et de Guinzo de Limia. Cependant, localement, les conditions topographiques plus accidentées peuvent modifier les données du bilan radiatif. Sur les versants des vallées encaissées dans la partie N de ce plateau, le flux d'énergie solaire est très élevé en été. C'est une impression de journée torride que l'on ressent en plein mois de juillet dans la gorge du Bibey dont le versant occidental est taillé en une multitude d'étroites terrasses étagées couvertes de célèbres vignobles⁽⁷⁷⁾.

(77) A. HUETZ DE LEMPS (316) p. 141.

c) L'originalité du climat de la Liébana

Sur la façade septentrionale, ce type d'enclave est moins répandu ; il est essentiellement représenté dans la cuvette de la Liébana complètement isolée, à la limite des Picos de Europa, au milieu de hautes cimes montagneuses dépassant 2000 mètres. Les aspects morphologiques et la diversité des paysages de cette dépression ont été fort bien étudiés par G. BERTRAND qui a su dégager leurs rapports avec les conditions climatiques. Malgré la rareté des données d'observations de cette dépression, l'auteur s'est efforcé de préciser les traits continentaux et méditerranéens qui font l'originalité du climat de la Liébana⁽⁷⁸⁾.

Par opposition au climat froid et humide des montagnes voisines, mais également par opposition au climat océanique asturien, le climat du fond de la cuvette apparaît nettement plus sec. Les précipitations annuelles y sont inférieures à 600 mm selon les données de Potes et de Cabazon. A Vega de Liébana où les observations sont plus régulières, le total pluviométrique moyen annuel reste toujours au-dessous de 800 mm, bien que l'altitude y soit nettement plus élevée (467 m). De plus, cette faiblesse pluviométrique est beaucoup plus accusée certaines années, puisque les deux quintiles se situent à 590 et 890 mm.

En réalité, les contrastes saisonniers sont encore plus sensibles que dans le reste des Asturies. Comme dans les autres stations de cette province océanique, on retrouve, dans les régimes pluviométriques des stations étudiées, une ébauche de maximum pluviométrique secondaire au printemps, encore qu'il soit moins net que sur le littoral. En réalité, le fait fondamental réside bien dans la diminution des pluies estivales, corrélativement à une sensible hausse de la tempé-

(78) G. BERTRAND (41) p. 230-232.

rature sous l'effet réchauffant de vents rabattants et du foehn de NE et de SO. La combinaison de ces deux évolutions favorise ainsi l'apparition d'une sécheresse estivale que G. BERTRAND évalue à deux mois. Elle favorise dès lors la conservation d'un "paysage méditerranéen dégradé" avec des formations forestières à Quercus suber, à Quercus Ilex et des maquis à Tirebinthe et à cistes variés.

En revanche, malgré quelques incursions de foehn, l'hiver est une saison froide et humide. Les totaux pluviométriques y sont pourtant modérés, de 100 à 70 mm par mois de novembre à mars à Vega. Mais l'évaporation y est faible par suite des basses températures entretenues certainement par la répétition d'inversions de température.

Ainsi, le climat de la Liébana semble bien se situer dans un type régional intermédiaire à celui d'Orense et de Guinzo de Limia.

CONCLUSION :

Il est incontestable que cette diversité régionale climatique est étroitement liée à la variété des conditions géographiques. Mais, bien des faits qui se situent au niveau des rythmes saisonniers, ne sauraient s'expliquer uniquement par la présence de l'océan et les effets du relief. L'accélération du réchauffement et de l'assèchement vers le S, de la Galice au Minho, ne correspond pas à des accidents topographiques. La modification du régime pluviométrique et l'accroissement de l'humidité en été vers l'E apparaissent aussi bien sur la façade littorale que sur les hauteurs intérieures du Pays Basque. Ce sont là autant de données qui exigent une étude plus détaillée des mécanismes de la circulation atmosphérique dans le N de la Péninsule Ibérique.

DEUXIEME PARTIE

LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE
DANS LES REGIONS ATLANTIQUES HUMIDES
DE LA PENINSULE IBERIQUE

La seule étude des conditions topographiques ne permet pas de comprendre l'extension géographique du domaine océanique et de résoudre les problèmes posés par la répartition des données climatiques à l'intérieur même de ce domaine. Bien sûr, le domaine océanique correspond à un ensemble de régions dont le relief montagneux très accidenté favorise l'accroissement des précipitations. Les chaînes vascocantabriques, les hauts massifs de la Galice et du N du Portugal représentent pour l'écoulement de l'air chargé d'humidité des obstacles efficaces qui en première approximation semblent être les seuls responsables du contraste fondamental entre l'"Ibérie humide" et l'"Ibérie sèche".

Or, justement, l'analyse plus poussée des variations des éléments climatiques dans l'espace et dans le temps a permis de mettre en évidence trois faits fondamentaux. D'abord le long de la façade atlantique qui s'étend de la Galice au Portugal le passage brutal, à l'échelle continental, du climat océanique au climat méditerranéen s'effectue sans l'intervention d'une barrière montagneuse. La limite méridionale du climat océanique n'est donc pas seulement un fait topographique mais également un fait zonal. Ensuite, malgré la pérennité des conditions du relief, la variabilité interannuelle des aspects saisonniers, et plus particulièrement celle de la sécheresse estivale, est très élevée. Aussi le domaine océanique de la Péninsule Ibérique apparaît-il comme un véritable domaine climatique de transition qui répond aux deux conditions définies par Ch. P. PEGUY⁽¹⁾ ; de fait, d'une part, en année moyenne le caractère méditerranéen présenté par la sécheresse estivale s'accroît rapidement vers le S à travers la Galice et le Minho et d'autre part l'apparition certaines années d'une

(1) Ch. P. PEGUY (526) p. 319.

aridité prolongée, rattache toutes les régions atlantiques au domaine méditerranéen. Enfin, bien que les conditions topographiques soient toujours constantes, les rapports climatiques entre les différentes régions océaniques humides varient d'une saison à l'autre - soulignant ainsi que l'action des reliefs se modifie en fonction des formes d'écoulement de l'air dont le rythme annuel représente la circulation atmosphérique à l'échelle zonale et synoptique.

Car, en définitive, c'est bien dans la circulation atmosphérique générale qu'il faut rechercher les causes fondamentales de l'originalité et de la diversité des climats humides de la façade atlantique de la Péninsule Ibérique. Cette circulation qui s'établit aux échelles supérieures de la classification taxonomique adoptée de plus en plus par les géographes⁽²⁾ commande en un lieu, les successions habituelles des états de l'atmosphère, mais après avoir subi des transformations et des évolutions imposées par les aspects physiques du substratum géographique⁽³⁾. Pour comprendre le climat d'une région, il faut donc s'efforcer de dégager les interactions qui s'établissent à l'échelle des principales régions du domaine océanique ibérique, entre les grands déplacements atmosphériques d'une part, les données topographiques et les résultats du bilan énergétique au niveau de l'interface terre-atmosphère d'autre part. C'est le but que nous nous sommes fixés au départ et qui consiste à percevoir l'enchaînement des états de l'atmosphère, des "types de temps" au-dessus d'une unité régionale. Mais avant d'atteindre cet objectif dans la troisième partie de ce travail, il faut analyser les grands déplacements atmosphériques, déterminer les facteurs géographiques qui contribuent à modifier cette circulation aux échelles inférieures et à établir ainsi à l'intérieur du domaine océanique des circulations

(2) G. BERTRAND (42) p. 257

(3) P. PEDELABORDE (517) p. 89.

régionales diversifiées.

De fait, il nous faut d'abord connaître les principaux éléments de la circulation atmosphérique qui constitue selon les principes méthodologiques de la climatologie synoptique⁽⁴⁾, la cause fondamentale des phénomènes climatologiques observés. Seule une connaissance préalable des données essentielles de la circulation atmosphérique peut permettre de comprendre ensuite "les conditions qui déterminent le complexe" type de temps⁽⁵⁾. Or, au-dessus du domaine océanique de la Péninsule Ibérique, la circulation atmosphérique comporte un enchaînement de mécanismes qui apparaissent et évoluent à des échelles spatiales d'ordres de grandeur plus élevés. Premièrement, la circulation générale qui représente l'ensemble des mouvements à l'échelle du globe terrestre⁽⁶⁾, offre dans le cadre des latitudes moyennes, des éléments originaux au-dessus de l'Europe occidentale. A leur tour ces mécanismes de première grandeur engendrent des situations atmosphériques, des situations synoptiques d'échelle continentale qui définissent les types de mouvements atmosphériques les plus fréquents au-dessus du SO de l'Europe occidentale au-dessus de la Péninsule Ibérique en particulier.

C'est enfin dans le cadre de ces situations synoptiques que les circulations régionales se développent sous l'action déformatrice du relief et des influences thermiques des surfaces géographiques.

(4) F.K. HARE (290) p. 90, qui s'efforce de donner une définition à la climatologie synoptique en reprenant les idées de W.C. JACOBS et H.C. WILLETT.

(5) P. PEDELABORDE (522) p. 23.

(6) J. ROULLEAU (612) p. 258.

C H A P I T R E I

=====

LES DONNEES DE LA CIRCULATION GENERALE

=====

Ainsi que l'a fait justement remarquer P. PEDELABORDE, dans son étude sur les conditions planétaires du climat du Bassin Parisien, il s'agit de déterminer pour un géographe, la nature et la fréquence des grands courants aériens qui prédominent au-dessus de la région étudiée, c'est-à-dire de fixer "l'échelle génétique du climat régional"⁽¹⁾. A première vue, notre domaine ibérique est comme le Bassin Parisien, sous l'influence de la circulation générale des latitudes moyennes, caractérisé essentiellement dans la haute troposphère par la présence constante des grands courants d'ouest. Seulement, comme l'on admet de plus en plus que la puissance et la concentration de ces grands courants d'ouest aux latitudes moyennes résultent d'une double circulation méridienne mettant en jeu des déplacements à la fois d'origine polaire et d'origine tropicale, la première question qui se pose est de déterminer la position exacte du SO de l'Europe, de la Péninsule Ibérique, par rapport aux éléments de cette circulation méridienne.

Ensuite, la spécificité de la circulation à l'échelle zonale au-dessus de l'Europe occidentale doit être recherchée dans les aspects et les évolutions des déformations des courants d'ouest instables. Car, ce sont bien les caractères des mouvements ondulatoires de courants d'ouest qui commandent les successions des types de circulation définis à partir des classifications proposées par C. G ROSSBY et J. NAMIAS.

(1) P. PEDELABORDE (512) p. 75.

I - ASPECTS FONDAMENTAUX DE LA CIRCULATION GENERALE =====

Pendant toute l'année moyenne, un flux d'ouest dominant existe au-dessus du sud-ouest de l'Europe sur toute l'épaisseur de la troposphère. Mais plus précisément, la Péninsule Ibérique occupe une position limite à l'intérieur même des grands courants d'O.

Dans la basse troposphère, le souffle d'O s'écoule à la limite septentrionale de la zone des Hautes Pressions qui occupent sur l'Atlantique les latitudes subtropicales et s'étalent en permanence jusqu'à l'Espagne⁽²⁾. Par rapport à la circulation de la troposphère supérieure, la Péninsule Ibérique est située sur la bordure septentrionale de la bande des courants d'O les plus rapides que l'on a pris l'habitude de désigner sous le nom de jet-stream depuis les propositions de C.G. ROSSBY en 1947⁽³⁾. Or, cette circulation d'O et la concentration de ces vents de vitesses maximales sont liées à une circulation méridienne dont la structure connaît des variations importantes à la limite des latitudes subtropicales et tempérées où est justement située la Péninsule Ibérique. Toutefois, l'interprétation des données zonales et méridiennes de la circulation globale soulève encore des difficultés malgré de nombreuses recherches qui ont été effectuées au cours de cette dernière décennie, et surtout depuis l'année 1967 pendant laquelle E. N. LORENZ remarquait que les lois physiques permettant l'explication de la circulation générale de l'atmosphère étaient encore imparfaitement connues⁽⁴⁾.

(2) Cartes des pressions moyennes au sol présentées par S. PETERSSSEN (538.I) p. 235 et 236, dans Climatological and oceanographic atlas for mariners, C.L. GODSKE (272) p. 482.

(3) P. QUENEY (563) p. 7.

(4) E.N. LORENZ (408) p. 87.

- A) LES COMPOSANTES ZONALE ET MERIDIENNE DE LA CIRCULATION

GENERALE

Les grands déplacements de l'atmosphère à l'échelle planétaire sont définis par les valeurs moyennes relatives à l'espace et au temps des vitesses du vent soufflant dans les deux principales directions : zonale et méridienne. Au cours des deux dernières décennies les calculs des composantes moyennes zonale et méridienne du vent ont été facilités par l'emploi des ordinateurs. Ceux-ci ont également permis de préciser les quantités de mouvement, et les volumes d'air transporté le long d'un méridien à l'échelle de la planète toute entière. Ces études récentes statistiques précisent et améliorent nos connaissances sur les aspects premiers de la circulation générale de l'atmosphère.

1°) La concentration des vents d'ouest forts à la limite méridionale de latitudes moyennes et les latitudes subtropicales.

Dans l'hémisphère N, et pour l'année, la répartition de la composante zonale moyenne du vent en fonction de la latitude à l'échelle du globe est caractérisée par deux faits essentiels :

- la disparition des vents d'E de la zone intertropicale et la prédominance des vents d'O, au-dessus d'une ligne s'inclinant à partir de la latitude 10°, des hautes couches de la troposphère au niveau du sol à la latitude 30°.
- l'existence d'un noyau de vents d'O rapides, de l'ordre de 23 à 25 m/sec centré sur la surface isobarique 200 mb et s'étalant entre les parallèles 30 et 40° ;

la ligne d'égale vitesse ou isotache 20 m/sec décrit une ellipse au-dessous de la propopause (12 000m environ), à la limite des latitudes subtropicales des latitudes moyennes les plus basses.

Cette concentration des vents d'ouest à ces latitudes est clairement mise en évidence par les analyses remarquables établies en 1970 par V.P. STARR et ses collaborateurs du Massachusetts Institute of Technology, à partir du traitement des nombreuses mesures effectuées dans plus de 700 stations, entre le 1er mai 1958 et le 30 mai 1963⁽⁵⁾. En outre, ces analyses, apportent d'intéressantes précisions sur la balancement en latitude de ce "tube" de vents rapides durant l'année moyenne. Les résultats qu'elles obtiennent concordent ainsi avec ceux présentés par une autre équipe de chercheurs dirigée par E.N. NEWELL, lors de la Conférence de Londres en août 1969 consacrée à la circulation globale de l'atmosphère⁽⁶⁾. En hiver, l'axe des vents moyens les plus forts se situe au-dessus du parallèle 30°, c'est-à-dire à une latitude plus méridionale que celle retenue (35° N) par H. BUCH, 1954,⁽⁷⁾, mais à une latitude plus septentrionale que celle déterminée (25° N) par S. PETTERSEN, 1955⁽⁸⁾. En été, d'une part la forte diminution des vitesses maximales qui ne dépassent guère 20 m/sec, soit un peu plus de la moitié des plus grandes vitesses hivernales, et d'autre part le déplacement avec le N du jet moyen qui s'établit désormais le long du 45° parallèle sont les faits essentiels soulignés par les analyses récentes, corroborant ainsi les travaux antérieurs⁽⁹⁾.

(5) V.P. STARR, V.P. PEIXOTO et N.E. GAUT (655) p.252.

(6) R.E. NEWELL et al. (476), p. 69.

(7) Travaux de N. BUCH, commentés par E.N. LORENZ (408) p. 34.

(8) S. PETTERSEN (538) p. 111, repris dans certains précis de climatologie, entre autres dans celui de P. ESTIENNE et A. GODARD (213) p. 125.

(9) En plus des travaux mentionnés ci-dessus cf. également Y. MINTZ (451) p. 209.

En réalité, plus que la précision concernant la valeur des vitesses maximales ou la localisation de l'axe de ces dernières, c'est la balancement saisonnier en latitude du jet qui représente le fait le plus important de la circulation globale, pour nos recherches. Or, ce déplacement s'accompagne de profondes modifications de la structure cellulaire de la circulation méridienne.

2°) Les variations saisonnières des grandes cellules de la circulation méridienne.

Nous savons que la circulation zonale est étroitement liée à une circulation moyenne méridienne. Depuis les travaux de G. HADLEY dans la première moitié du 18^e siècle, la description de cette circulation méridienne a évolué pour aboutir au modèle proposé par E. PALMÉN 1951⁽¹⁰⁾ et adopté généralement aujourd'hui dans ces grandes lignes. Il ne s'agit pas ici de retracer l'évolution des idées concernant la structure de la circulation méridienne⁽¹¹⁾ mais de retenir, cette fois encore, les données fondamentales, reconnues aujourd'hui par la plupart des météorologues et climatologues, et nécessaires à la compréhension des problèmes posés par la circulation atmosphérique à l'échelle de la Péninsule Ibérique.

La structure tricellulaire de la circulation méridienne apparaît avec plus de netteté et d'une façon plus pédagogique à partir des graphiques représentant les quantités d'air transporté, les flux de masse, de l'équateur au pôle, selon des calculs complexes entrepris principalement par les auteurs

(10) E. PALMEN (509) p. 353.

(11) cf. l'étude exhaustive sur les grandes théories de la circulation générale dans E. N. LORENZ (408) p. 59-78.

américains⁽¹²⁾. Les lignes de courants, les streams lines, qui expriment les transports à travers les parallèles sur toute l'épaisseur de la troposphère, concrétisent l'existence des grands tourbillons à axes horizontaux qui se succèdent des régions tropicales aux régions polaires. Si les résultats obtenus par E. PALMEN et L.A. VUORELA (1963)⁽¹³⁾, par J.P. STARR⁽¹⁴⁾ 1970 et par R.E. NEWELL (1970)⁽¹⁵⁾ diffèrent quant aux valeurs des masses déplacées, en revanche elles confirment bien la réalité des cellules tourbillonnaires, principalement actives en hiver. Pendant cette saison, dans les régions tropicales, et jusqu'à la latitude 30°, domine la cellule directe de HADLEY qui assure d'importants transports de masse du tropique à l'équateur dans les basses couches troposphériques, puis de l'équateur au tropique dans la troposphère moyenne et supérieure, avec comme corollaire une ascendance dans les régions équatoriales et un affaissement dans les régions tropicales, plus exactement entre le 10° et le 30° parallèle N.

Dans les régions de moyennes latitudes fonctionne au contraire une cellule indirecte dite de FERREL, avec des mouvements horizontaux inverses et un transfert vers le bas entre les parallèles 45° et 30° N. Enfin, au N de la latitude 70° règne à nouveau une circulation de HADLEY dont l'intensité est extrêmement faible.

-
- (12) Les masses atmosphériques déplacées dans le sens horizontal et vertical, sont calculées généralement pour des espaces troposphériques délimités par des parallèles de 10° en 10° et des surfaces isobariques de 100 mb en 100 mb, selon des équations dérivées ; cf. E. PALMEN et L.A. VUORELA (505) p. 133 ou E.N. LORENZ (408) p. 45 : - masse traversant un parallèle donné, à la latitude φ , dans le sens horizontal méridien

$$M_{\varphi} = \frac{2\pi R \cos \varphi}{g} \int_{100 \text{ mb}}^{1000} \bar{v} \, dp$$

$\bar{v}$, vitesse moyenne méridienne du vent, R rayon de la terre

- masse transportée verticalement entre deux parallèles.

$$M_{\varphi_{10}}^{\varphi_{20}} = \frac{2\pi R^2 \cos \varphi}{g} \int_{10}^{20} \bar{w} \, d\varphi$$

$\bar{w}$, vitesse moyenne verticale du vent.

- (13) op. cit. p. 134.

- (14) V.P. STARR et al (655) p. 257.

- (15) R.E. NEWELL (476) p. 72-73.

En été, la circulation méridienne subit une évolution spectaculaire. Alors que pendant le printemps, la circulation directe de HADLEY diminue d'extension et d'intensité, -le centre est caractérisé par un flux de masse trois fois plus faible (10^6 T/sec)- cette circulation tend à disparaître lors de la saison chaude. Pour R.E. NEWELL, elle disparaît même complètement et est remplacée par la circulation directe de HADLEY de l'hémisphère australe qui a traversé l'équateur et semble fonctionner jusqu'à la latitude 25° N, soulignant ainsi la nature et l'importance du phénomène de mousson. Pour V.P. STARR, la circulation directe boréale continue à exister, mais elle s'est fortement affaiblie et se fait sentir seulement, d'une part entre les latitudes 20 et 35° , et d'autre part au-dessous de la surface isobarique 400 mb. Par contre, la circulation de FERREL moins puissante que pendant l'été, semble occuper un volume plus grand et agir jusqu'à la latitude 25° N, dans la haute troposphère.

Quoi qu'il en soit, les latitudes moyennes les plus méridionales dans lesquelles la Péninsule Ibérique est située, occupent bien une position charnière par rapport aux données fondamentales de la circulation générale. Le problème dès lors est de savoir si dans le cadre de cette zone, les données fondamentales de la circulation atmosphérique ne présentent pas une certaine originalité aux abords du SO de l'Europe.

3°) Les données originales de la circulation sur la Péninsule Ibérique..

De fait, de la comparaison de la circulation zonale moyenne et de la circulation méridienne moyenne, il apparaît que :

- durant la saison froide, l'axe des vitesses maximales des vents d'O se situe, à la limite de la circulation directe du HADLEY et de la circulation indirecte de FERREL,

bien au S des latitudes de la Péninsule Ibérique, par suite cette dernière est soumise à l'action des branches descendantes de la cellule de FERREL, suggérant le lien entre l'extension des hautes pressions et l'origine septentrionale de l'air subsident sur la bordure septentrionale du jet.

- pendant l'été, l'axe des grandes vitesses du jet se déplace vers le pôle et doit passer certainement au N de la Péninsule où les hautes pressions doivent être dès lors alimentées par de l'air chaud, principalement dans les couches inférieures et moyennes de la troposphère.

En outre, la comparaison des documents cartographiques, d'une part établis par J. NAMIAS et P. CLAPP⁽¹⁶⁾

et d'autre part, présentés par l'atlas britannique "Upper Winds over the World"⁽¹⁷⁾ corroborent ces faits essentiels. Toutefois, au cours du mois de juillet une rupture de l'axe du jet apparaît sur la façade atlantique : une première partie du jet souffle en gros le long du parallèle 50° N de la côte pacifique de l'Amérique du N à l'Irlande, tandis qu'un nouvel axe de vitesses élevées débute exactement sur la Castille et se suit ensuite sans discontinuité le long du parallèle 40° N jusqu'au Pacifique Central. Cette rupture pose un problème ; ou bien elle doit correspondre à une déformation des courants d'ouest déviés vers le SE, aux abords de la côte atlantique, en même temps qu'ils subissent un ralentissement sensible, ou bien elle se trouve à la jonction de deux formes de circulation qu'il nous faudra essayer de déterminer.

Car en réalité, en été, un jet de vents relativement forts apparaît au N de la Péninsule, dans l'axe du golfe de

(16) J. NAMIAS, P. CLAPP (472) p. 553 et 554.

(17) H. HASTIE, P.M. STEPHENSON (296) p. 118-119 et 154-155.

Gascogne comme l'indique la coupe des vents moyens zonaux établis par les météorologistes britanniques le long du méridien 10°W pour la période 1949-1953⁽¹⁸⁾. Mais, une étude plus précise, reposant sur des données plus récentes, atteste la pérennité de ce fait et soulève d'importantes questions concernant les données de la circulation atmosphérique générale aux abords de la Péninsule Ibérique. A partir des recueils de "données statistiques sur les éléments météorologiques en altitude"⁽¹⁹⁾, nous avons réalisé les graphiques des régimes annuels des composantes moyennes zonales et méridiennes du vent, pour des stations échelonnées en latitude, de 25°N à 45°N , dans le fuseau méridien $0 - 20^{\circ}\text{W}$ (fig. 2.3). Effectivement en été, un noyau de vitesses maximales apparaît le long du 45° parallèle, au N de la Péninsule Ibérique, puisque la composante moyenne ouest du vent zonal est plus élevée dans la haute troposphère, au-dessus de Bordeaux et du point K qu'au-dessus de Lisbonne et de Brest⁽²⁰⁾. L'accroissement de la vitesse du vent moyen, est même plus rapide au N de Lisbonne alors que disparaît brutalement l'influence de la circulation de S durant la saison chaude.

Car l'analyse plus approfondie de ces graphiques met en évidence deux faits importants :

- a) La présence d'une circulation méridienne S dans la haute troposphère, au moins jusqu'à la latitude de Lisbonne. Cette circulation qui semble bien prolonger les circulations des régions tropicales et subtropicales -cf. l'importance de la composante moyenne S de vent méridien à FORT TRINQUET, mais également à KENITRA- suggère l'idée

(18) H. HASTIE, P.M. STEPHENSON (296) p. 205.

(19) Recueils de la Météorologie Nationale, n° 7, 8 et 9.

(20) Recueil n° 6 p. 106 : la composante moyenne O est maximale en été au-dessus de Brest, mais elle ne dépasse jamais le 18 m/sec, 12 m/sec en juillet et 17 m/sec en août.

que cette circulation de HADLEY est encore active en été dans ce fuseau méridien et que les régions du N de la Péninsule se situent à la limite septentrionale de cette cellule.

b) Les variations dans le temps et dans l'espace des noyaux des vitesses moyennes maximales du vent d'ouest suggèrent que le déplacement estival du jet vers le N au-dessus du SO de l'Europe n'est pas simple et régulier. Bien sûr en juillet et en août, le courant d'ouest augmente relativement au-dessus du golfe de Gascogne et du Bassin d'Aquitaine. Mais en revanche, il n'y a pas d'augmentation sensible des courants au-dessus de Lisbonne au début de l'été, comme le donnerait à penser un transfert brusque du jet des régions tropicales aux basses régions tempérées. De plus, la répartition mensuelle des noyaux de forts vents d'O à FORT TRINQUET et à KENITRA ne permet pas également de conclure à un transfert régulier du jet moyen du S au N, des régions tropicales aux régions subtropicales, du continent africain à la Péninsule Ibérique. Enfin, au NO de l'Espagne au-dessus de l'Atlantique, selon les données fournies par navire météorologique K, le maximum des vents d'ouest n'est pas atteint en été, mais au début de l'hiver alors que cette pointe de vitesse ne se retrouve ni à Lisbonne ni à Bordeaux...

Or, tous ces faits ne peuvent se comprendre que si l'on admet pour les courants d'ouest une structure plus complexe caractérisée par l'existence de plusieurs jets plus ou moins permanents dont l'autonomie n'est pas dégagée par les moyennes, à l'échelle du globe, des paramètres météorologiques

qui donnent en définitive une forme atténuée du jet et de la circulation d'O⁽²¹⁾.

- B) LA STRUCTURE COMPLEXE DE LA CIRCULATION D'O - L'EXISTENCE

DE PLUSIEURS JETS.

De fait, une étude des vents dans toute la troposphère à une échelle plus fine, à la fois dans le temps et dans l'espace, montre bien l'existence de plusieurs jets entre les régions tropicales et polaires. Aussi admet-on généralement aujourd'hui pour les régions situées au N des latitudes tropicales un modèle de circulation comportant la présence de plusieurs jets, et principalement celle de deux jets quasi- permanents : le jet subtropical et le jet polaire.

1°) Les modèles de circulation d'O à plusieurs jets.

Des études détaillées de circulation atmosphérique réelle portant sur une courte durée, de un à plusieurs mois, ont attiré l'attention sur l'existence de plusieurs concentrations de vents rapides d'O dans la zone des latitudes subtropicales et moyennes de l'hémisphère N. Ainsi, W.E. HUBERT⁽²²⁾ souligne dans la circulation d'O du 14 au 15 janvier 1951 l'extension au-dessus de l'Atlantique d'un jet qu'il qualifie de double ; la branche méridionale après avoir traversé le centre de la côte E des U.S.A. se déporte un peu vers le N sur l'océan pour ensuite déboucher sur le golfe de Gascogne et l'Aquitaine tandis que la branche septentrionale beaucoup plus discontinue se suit principalement sur le Labrador et sur l'Islande. De même,

(21) E.N. LORENZ (498) p. 7.

(22) W.E. HUBERT (315) p. 360.

F. DEFANT et H. TABA⁽²³⁾ analysant la situation atmosphérique du 10 janvier 1956, repèrent la présence à des latitudes différentes de deux maximums de vents à composante O, de deux jets : le jet subtropical, de la mer des Caraïbes au N de la France, le jet polaire, du Québec aux Iles Britanniques et à la Scandinavie..

La répartition de ces faits a entraîné les météorologues à modifier sérieusement la description de la circulation globale de l'atmosphère obtenue par les seules moyennes des variables météorologiques.

Déjà en 1951, en hiver dans sa description tricellulaire de la circulation méridienne E. PALMÉN⁽²⁴⁾ proposait l'existence de deux jets associés aux deux cellules principales, celle de la zone tropicale et celle de la zone des latitudes moyennes. Ainsi, dans le schéma (fig.2.4a) retenu par le célèbre météorologiste finlandais, et adopté depuis par de nombreux auteurs de précis de météorologie et de climatologie⁽²⁵⁾, le jet subtropical apparaît à la latitude 28° dans la partie supérieure de la branche descendante de la cellule de Hadley et le jet du front polaire coiffe une cellule de circulation indirecte où l'air d'origine tropicale se transforme et entre en contact avec l'air d'origine polaire le long d'une zone de fort gradient thermique : le front polaire. Selon ce modèle, seul le jet septentrional est directement associé à cette surface de discontinuité fondamentale.

Bien plus, une connaissance plus détaillée des données de la haute troposphère des latitudes moyennes septen-

(23) F. DEFANT, H. TABA (159) p. 261.

(24) E. PALMÉN (500) p. 353.

(25) H.R. BYERS (101) p. 281, R.J. CHORLEY, P. HAGGETT
(114) p. 103 - P. ESTIENNE & A. GODDARD
(213) p. 170, ESTRINGER (659) p. 217.

trionales et des latitudes subpolaires ont amené des météorologistes nord-américains à concevoir une structure encore plus complexe de la circulation d'O. D. MAC INTYRE (1958)⁽²⁶⁾ décrit au-dessus du Canada la présence de trois jets streams, en plus du jet subtropical. Les trois jets des zones tempérée et froide sont tous directement associés aux trois surfaces de discontinuité qui résultent de l'affrontement des quatre masses d'air fondamentales. Bien sûr, le front polaire est encore surmonté par le jet polaire, mais en plus un jet surmonte chacun deux autres fronts de caractère arctique : le front arctique maritime et le front arctique continental⁽²⁷⁾. Depuis, cette conception reposant sur une multiplicité des jets dans les moyennes et hautes latitudes semble s'imposer. Ainsi, S.M. SEREBRENY, E.J. WIEGMAN et R.G. HAFIELD (1962)⁽²⁸⁾ précisent le schéma d'une circulation d'O à quatre jets dont les trois plus septentrionaux sont les seuls liés à un front : (front arctique, front interpolaire, front polaire) et à de brutales ruptures de la tropopause (fig. 2.4b).

Sans aller jusqu'à admettre la pérennité des quatre jets et des trois fronts la plupart des auteurs s'accordent donc pour reconnaître, en plus du jet subtropical, la présence surtout en hiver, de deux autres jets : le jet polaire et le jet arctique⁽²⁹⁾.

En réalité, seuls le jet subtropical et le jet polaire doivent se maintenir en permanence sur l'Europe du SO, le jet arctique ne devant intervenir que fort rarement,

(26) D.P. Mac INTYRE (416) p. 318.

(27) D.P. Mac INTYRE (416) p. 320.

(28) S.M. SEREBRENY, E.J. WIEGMAN & R.G. HAFIELD (639)
p. 138 : E.J. STRINGER (659) p. 243.

(29) P. PAGNEY (495) p. 22

certaines années au cours de la saison froide. P. RODRIGUEZ FRANCO analysant les détails météorologiques de la structure du courant jet (corriente en chorro) insiste sur une donnée climatique capitale, sur le fait que la Péninsule Ibérique occupe une situation intermédiaire entre les positions moyennes du jet polaire et jet subtropical⁽³⁰⁾. Cette position originale expliquerait ainsi la nette diminution des valeurs de la composante moyenne zonale des vents que nous avons constaté au-dessus de Lisbonne. Dès lors, les conditions de la circulation générale au-dessus de la Péninsule Ibérique seraient avant tout définies par l'action combinée de ces deux jets dont il faut connaître les caractères fondamentaux.

2°) Jet subtropical et jet polaire - traits essentiels et fluctuations.

La comparaison entre les documents concernant les moyennes des composantes zonales du vent et les analyses fréquentielles des jets réels apparus à l'échelle de la journée désignés sous le nom d'aérojets par P. QUENEY⁽³¹⁾, permet de préciser les caractères et les localisations des principales concentrations des vents de composante O à vitesses élevées. Cette démarche comparative peut paraître maladroite puisqu'elle semble établir une confusion entre différentes échelles du temps. En réalité, ce n'est qu'une confusion apparente puisque les calculs des moyennes de la variable météorologique sont calculées à partir des mesures effectuées quotidiennement ou plusieurs fois par jour, autrement dit la présence au-dessus d'un lieu géographique de vitesses moyennes élevées résulte d'un maximum de fréquence de jets rapides de courte durée.

(30) P. RODRIGUEZ FRANCO (599) 1961 p. 39.

(31) P. QUENEY - (568) p. 277.

Ainsi, des auteurs ont pu à la fois décrire la position des grands types de concentration des vents d'O mais également leur stabilité, leurs fluctuations saisonnières et montrer leur interférence au-dessus de quelques régions comme celles de l'Europe occidentale.

D'abord, le jet subtropical apparaît comme un énorme transport d'air vers l'O, régulier et stable⁽³²⁾. Localisé dans la haute troposphère, aux environs du niveau isobarique 200 mb⁽³³⁾, il contribue à expliquer à ce niveau le maximum de la composante zonale d'O du vent à l'échelle planétaire, dégagé par l'analyse antérieure de la circulation atmosphérique globale. Bien que son balancement en latitude soit limité, il présente un régime saisonnier. Très puissant en hiver, avec des vitesses variant entre 100 et 200 noeuds⁽³⁴⁾ il semble se stabiliser le long du parallèle 28° N. Cependant, une étude précise de T.N. KRISHNAMURTI⁽³⁵⁾ souligne d'importantes variations dans la vitesse et la localisation de ce jet. Pendant la saison froide, il se rapproche de l'équateur et s'affaiblit sur la façade atlantique du Sahara, tandis qu'il souffle avec plus de puissance, à des latitudes plus septentrionales sur les USA ; le Proche Orient et le Japon. Bien qu'il n'ait pas fait l'objet d'une étude aussi exhaustive pour l'été, il semble au cours de cette saison se déplacer vers le N sans toutefois dépasser les latitudes 40-45°. Surtout pendant les mois chauds, sa vitesse diminue et l'affaiblissement du jet subtropical est tel que certains météorologistes admettent sa disparition⁽³⁶⁾.

(32) J.S. SAWYER (622) p. 342.

(33) E.R. REITER (577) p. 213.

(34) E.T. STRINGER (659) p. 227.

(35) T.N. KRISHNAMURTI (358) p. 176 cf. E.C. BARRETT (17) p. 199.

(36) Y. MINTZ (451) p. 211

C'est pourtant le jet polaire qui selon la plupart des descriptions est le plus irrégulier et le plus instable. Si P. QUENEY⁽³⁷⁾ admet la disparition de la "bande polaire du jet stream" en été, la plupart des auteurs insistent sur la très grande variabilité de l'intensité et de la position de ce jet étroitement associé aux caractéristiques du front polaire. Comme ce dernier, c'est en hiver qu'il se déplace vers des latitudes les plus méridionales entre 50°-40° et souffle avec puissance au niveau isobarique 300 mb⁽³⁸⁾, donc à une altitude inférieure à celle du jet subtropical. Il s'accompagne d'un fort gradient vertical de la température⁽³⁹⁾, et d'un cisaillement vertical du vent, c'est-à-dire d'un brutal changement de vitesse du vent pouvant dépasser 10 m/sec tous les mille mètres⁽⁴⁰⁾. C'est au cours de la saison froide qu'il prend souvent la forme d'un puissant jet de vapeur lié sur son versant polaire⁽⁴¹⁾ à une rupture de la tropopause. Celle-ci doit permettre des échanges entre la stratosphère et la troposphère⁽⁴²⁾, favoriser l'affaissement d'un air supérieur plus frais et plus sec dont l'action sur la circulation est encore mal connue.

En fait, il semble que ce soit principalement sur la façade atlantique de l'Europe-Afrique, dans le fuseau méridien axé sur la longitude 10° W que les deux jet-streams se trouvent le plus fréquemment séparés, entraînant la rupture et le décalage dans le tracé de l'axe du maximum moyen des vents d'O, mise en évidence par J. NAMIAS et P. CLAPP (fig. 2.2). Cette séparation apparaît nettement à la lecture des coupes méridiennes

(37) P. QUENEY (564) p. 226.

(38) E.R. REITER (577) p. 207.

(39) P. QUENEY (568) p. 278.

(40) JEN HU CHANG (335) p. 138.

(41) R.M. ENDLICH, G.S. MAC LEAN (205), p. 550
E.T. STRINGER (659) p. 235.

(42) P. QUENEY (567) p. 373 (568) p. 279.

qui ont été élaborées par les météorologistes britanniques⁽⁴³⁾ et qui montrent la répartition, en latitude de la composante moyenne du vent zonal. Ainsi, le long du méridien 10° W deux noyaux de vents forts se détachent nettement en octobre, janvier et avril : l'un, étendu aux niveaux isobariques 200 et 150 mb, se maintient au-dessus des latitudes 25, 28° N, l'autre moins bien dégagé se situe un peu au S du parallèle 60° N et au niveau isobarique 300 mb. C'est en été seulement que les deux maximums moyens fusionnent pour se concentrer au-dessus des parallèles 45-55°, confirmant l'idée, émise ci-dessus, du passage d'une branche atténuée du jet sur le golfe de Gascogne. En revanche, la présence d'un seul maximum moyen plus rapide devient la règle sur toutes les autres coupes, sauf sur celle du méridien 75° E qui soulignent en hiver l'encadrement de l'Himalaya par deux branches du jet et sur celle du méridien 130° W où l'Alaska apparaît à son tour encadré par deux noyaux de vent relativement plus fort.

Ces variations de la puissance et de la localisation des axes de grandes vitesses moyennes résultent des fluctuations continuelles des vents réels les plus rapides. Tantôt, les jets subtropicaux et les jets polaires doivent converger et interférer fréquemment, provoquant une forte accélération des courants d'O comme au-dessus du S des Etats et au-dessus du Japon⁽⁴⁴⁾, tantôt, leurs interactions doivent être moins fréquentes et les jets doivent plutôt alterner tour à tour au-dessus d'une région comme l'Europe Occidentale.

Justement W. KRESS⁽⁴⁵⁾ a calculé pour la période de 1955 à 1963, les fréquences mensuelles des apparitions des

(43) H. HEASTIE, P.M. STEPHENSON (296) p. 186 à 217.

(44) S.J. SAWYER (622) p. 337.

(45) W. KRESS (357) p. 303 et 304.

jets subtropicaux et polaires sur l'Europe et sa façade atlantique. Cette étude fréquentielle portant sur 2078 jets polaires et 1406 jets subtropicaux recensés le long des méridiens 20° W 0° W et 20° E, confirme les balancements en latitude de la circulation d'O et suggère une origine aux maximums de la composante moyenne zonale du vent. Plus particulièrement, pour les longitudes 20° W et 0° W, les jets polaires atteignent un maximum de fréquence à la latitude 50° , tandis qu'ils deviennent extrêmement rares au sud du parallèle 42° , pendant le trimestre hivernal décembre février. En été, le nombre des jets polaires diminue sensiblement pour atteindre un minimum extrêmement bas en août et même pour disparaître au S de la latitude 42° alors que les jets subtropicaux apparaissent fréquemment entre les 45° et 50° N. Caren Europe occidentale le long du méridien 0° , le maximum de fréquence des jets subtropicaux passe de la latitude 36° en mars-avril à la latitude 45° - 46° en août (fig. II. 6).

Ainsi, malgré l'ambiguïté des données présentées par les coupes chronologiques de la composante moyenne zonale du vent (cf. I.A. 3° de ce chapitre I), le renforcement du courant d'O, en été, au-dessus du Golfe de Gascogne et du Bassin d'Aquitaine est bien dû à une installation plus fréquente du jet subtropical au N de la Péninsule Ibérique. Cette région pendant la saison chaude est donc située dans la zone de balancement du jet subtropical dont le déplacement vers le N en juillet et août n'est peut-être pas sans lien avec l'expansion de la sécheresse estivale à certaines régions septentrionales de l'Espagne.

On entrevoit donc déjà le rôle climatique capital des courants d'ouest qui se maintiennent par l'intervention à l'échelle planétaire de mécanismes complexes et dont les déformations permettent les échanges nécessaires à l'entretien de la circulation atmosphérique générale.

- C) LES FACTEURS ENTRETIENANT LA CIRCULATION D'OUEST :

Le but de cette étude n'est pas d'exposer une théorie de la circulation globale, ni de rechercher les causes premières des grands traits de la circulation zonale et méridienne. Etant donné les interactions entre les différents éléments de la circulation atmosphérique, étant donné la difficulté de discerner dans ce domaine la cause et l'effet, il n'est guère possible, comme le souligne F. DURAND DASTES, de trouver le "facteur premier, le point de départ de tous les autres phénomènes"⁽⁴⁶⁾. Le problème se pose en termes de conservation des mouvements atmosphériques qui tendent rapidement à s'atténuer sous l'effet du frottement. Ainsi, les météorologues depuis plusieurs années s'efforcent de comprendre les processus physiques qui maintiennent la circulation zonale⁽⁴⁷⁾ malgré cet effet de dissipation du frottement⁽⁴⁸⁾. En réalité, les mécanismes de soutien de la circulation atmosphérique se situent au niveau des échanges méridiens d'énergie et de mouvement, entre les latitudes tropicales et les latitudes élevées.

Car, il n'est plus possible de démontrer l'origine uniquement dynamique des vents d'ouest et de la concentration de leurs vitesses à la limite des latitudes subtropicales et moyennes en analysant le lien étroit du jet et du front polaire comme l'a proposé P. PEDELABORDE⁽⁴⁹⁾, puisque nous venons de voir que seul le jet polaire est associé au front polaire. Le jet subtropical plus stable et plus régulier s'accompagne en effet d'un fort gradient thermique dans les altitudes élevées, mais pas dans les basses couches troposphériques. Les facteurs qui entretiennent le jet polaire ne doivent pas être du même type que

(46) F. DUPAND DASTES (187) p. 77.

(47) P. QUENEY (563) p. 8.

(48) E.N. LORENZ (406) p. 247.

(49) P. PEDELABORDE (512) p. 77.

ceux qui alimentent un jet subtropical plus permanent.

Les données essentielles de la circulation atmosphérique ne peuvent se comprendre sans tenir compte à la fois de l'intervention des données énergétiques et de facteurs mécaniques qui peuvent, soit dominer tour à tour selon la latitude, soit interférer. Aussi, cette conception de synthèse qui s'efforce de dégager les rôles respectifs des facteurs thermiques et des facteurs dynamiques, de comprendre certaines de leurs actions combinées s'imposent-elles de plus en plus dans les écrits récents des climatologues⁽⁵⁰⁾ et des météorologues⁽⁵¹⁾ qui insistent tous sur la nécessité d'une source d'énergie pour amorcer le mouvement et l'entretenir.

1°) L'échauffement différentiel à la surface du globe.

Ainsi, pour E.N. LORENZ l'échauffement différentiel d'origine solaire constitue la force fondamentale de la circulation atmosphérique. La répartition moyenne de la température, plus exactement la distribution géographique des sources de chaleur et des sources de froid, s'explique d'abord, comme le démontre P. QUENEY⁽⁵²⁾, par les résultats des bilans radiatifs et des échanges par turbulence et convection en dehors de tout mouvement advectif. Nous savons que cette distribution, pour des raisons essentiellement géographiques, s'ordonne selon deux axes : en fonction de la latitude avec une concentration permanente des sources de chaleur dans les basses latitudes, à l'intérieur d'une même zone avec une localisation plus mobile de régions où l'accumulation de chaleur est relativement plus élevée.

(50) P. BIROT (56) p. 91 et (59) p. 49 -
F. DURAND DASTES (187) p. 71, A. GODDART, P. ESTIENNE
(213) p. 166 E.T. STRINGER (259) p. 293. P. PAGNEY
(496) p. 30.

(51) E.N. LORENZ (410) p. 4, U.P. STARR (653) p. 10.

(52) P. QUENEY (568) p. 248.

a) Selon la latitude.

Les mouvements et la forme de la terre qui représentent les conditions cosmiques⁽⁵³⁾ de l'apport d'énergie solaire et du rayonnement terrestre, provoquent une opposition fondamentale entre les régions de basses latitudes où les bilans radiatifs (radiation solaire absorbée moins les radiations émises) sont positifs et les régions des latitudes moyennes et élevées qui sont les domaines de bilan radiatifs négatifs, à l'échelle de l'année. Cette distribution méridienne des zones d'échauffement radiatif et des zones de refroidissement radiatif, ainsi que les fluctuations saisonnières de leurs limites sont en effet précisées pour l'hémisphère N, par les études de London, 1957, citées par P. QUENEY⁽⁵⁴⁾. Si le maximum d'échauffement radiatif se déplace au printemps vers les latitudes tropicales (20° N) et en été vers les latitudes subtropicales (32° N), il reste en revanche dans les latitudes équatoriales en automne et en hiver, tandis que pour l'année moyenne il se situe un peu au nord du parallèle 10° . En outre, la limite N annuelle des régions méridionales où l'absorption est supérieure à l'émission, s'établit à la latitude 38° , soulignant une nouvelle fois la position de contact de la Péninsule Ibérique.

Ainsi le bilan radiatif est favorable une moitié de l'année, aux régions des plus basses latitudes. Mais, cette accumulation d'énergie solaire ne se traduit pas forcément par l'apparition des températures les plus élevées du globe. Une part de l'énergie définitivement absorbée est dépensée pour l'évaporation (chaleur de vaporisation) à la surface

(53) CH. P. PEGUY (526) p. 71-78 - P. PAGNEY (496) p. 39.

(54) P. QUENEY (568) p. 204.

des océans principalement, puis rétrocedée à l'atmosphère, lors de la formation des nuages, sous forme de chaleur latente. De sorte que le bilan énergétique est encore plus favorable pour les régions équatoriales où le dégagement de chaleur latente est très élevée. Cette concentration d'énergie dans les très basses latitudes est confirmée par les études récentes de l'équipe de chercheurs dirigée par R.E. NEWELL (1970) qui s'est efforcée de chiffrer avec les transports de masse que nous avons analysé ci-dessus, des bilans d'énergie en fonction de la latitude et des saisons. Pendant toute l'année, l'échauffement de l'atmosphère est maximum dans les basses latitudes comprises entre 10° de latitude S et 10° de latitude N. C'est dans cette zone en effet que les apports cumulés de chaleur sensible transmise à partir de la surface et de chaleur latente compensent de beaucoup les pertes du bilan radiatif de toute la troposphère⁽⁵⁵⁾, alors que pour les autres latitudes, l'échauffement résultant de ce bilan énergétique est plus faible ou même négatif.

b) A l'intérieur d'une même zone.

Les conditions d'échauffement du sol varient constamment en fonction des caractères physiques des différentes parties de la surface du globe. Chaque élément de la superficie de la terre a un comportement énergétique qui dépend en effet de plusieurs données :

- de l'albedo qui limite par réflexion l'absorption par le sol de l'énergie solaire ayant atteint la base de la troposphère⁽⁵⁶⁾,

(55) R.E. NEWELL et col (476) p. 64.

(56) Les variations de la valeur de l'albedo sont extrêmement élevées en fonction de la nature du sol ou de sa couverture cf. P. PEDELABORDE (522) p. 57 ou E.L. DEACON (154) p. 48.

- l'émissivité qui commande le rayonnement terrestre⁽⁵⁷⁾,

- de la chaleur spécifique et de la conductibilité qui commandent en définitive la transformation de l'énergie solaire absorbée en chaleur dont le flux est traduit par la température.

Dès lors, des surfaces s'échauffent plus vite que d'autres et pour une même latitude il se forme de nouvelles sources de chaleur et de nouveaux "puits de froid" qui établissent cependant des oppositions thermiques moins durables que celles développées entre les basses latitudes et les latitudes élevées.

Ainsi, les grands contrastes thermiques entre les océans et les continents qui résultent de l'action combinée des facteurs analysés ci-dessus, varient selon les saisons. L'intensité et les fluctuations de ces contrastes sont fort bien connues et ont donné lieu entre autres à de nombreuses représentations cartographiques comme celle de V. MIRONOVITCH⁽⁵⁸⁾ qui représente la répartition des écarts de la température à la normale de chaque parallèle. L'analyse de ces cartes confirme que l'hiver enregistre les écarts les plus élevés le long d'un même parallèle. Cependant, les contrastes thermiques entre la Sibérie orientale et la bordure occidentale de l'Océan Pacifique, entre l'Amérique du Nord et les masses océaniques voisines atteignent des valeurs maximales, tandis que sur la façade atlantique de l'Europe les différences de température sont fort atténuées. Le long du parallèle 45°, et sur une différence de longitude de 10°, à cheval sur le continent et l'océan, le gradient thermique atteint 8° sur la façade atlantique de l'Amérique du Nord et dépasse à peine 4° sur

(57) L'émissivité d'une surface, rapport entre l'énergie rayonnée par cette surface et l'énergie qui aurait été émise par le corps noir placé dans les mêmes conditions thermiques.

(58) V. MIRONOVITCH (453) p. 14-15.

la façade de la Péninsule Ibérique. Bien plus, contrairement à ce qui se passe pour l'ensemble de l'hémisphère N, c'est en été que les oppositions thermiques entre la Meseta et la bordure orientale de l'Atlantique sont les plus sensibles. Dès lors, pendant l'été, la Péninsule Ibérique apparaît comme une puissante source de chaleur, qui transmet dans les basses couches atmosphériques, une forte quantité de chaleur sensible, entretenant un dôme d'air chaud nettement apparent sur les coupes thermiques effectuées dans toute l'épaisseur de la troposphère (fig. II. 5 b).

Or, il est certain que pour permettre l'équilibre du bilan énergétique à l'échelle de la planète, des compensations doivent s'établir entre les régions où la chaleur a tendance à s'accumuler et celles où le bilan énergétique est déficitaire. Des transports d'énergie s'effectuent forcément entre ces différentes régions, plus particulièrement entre les régions de basses latitudes et les régions froides des hautes latitudes. Ainsi, la plupart des études récentes sur la circulation atmosphérique globale s'accordent-elles pour présenter la problématique en termes de transports et d'échanges d'énergie. Sous quelles formes s'effectuent les transferts d'énergie en particulier des régions équatoriales aux régions polaires ? Ces échanges créent-ils des mouvements, des déplacements atmosphériques ou bien sont-ils tout simplement assurés par des courants aériens dont l'origine serait purement dynamique ? En fait, il n'est plus possible de raisonner d'une façon aussi antinomique puisque nous avons vu qu'il est difficile de préciser les rapports de cause à effet entre les différentes données de la circulation atmosphérique. Ainsi, les transports d'énergie sont à l'origine de mouvements de convection et de turbulence à grande échelle qui entretiennent la circulation générale. Celle-ci à son tour influence les mouvements turbulents et modifie les bilans énergétiques par l'advection de cellules d'air ayant leur spécificité hygrothermique.

2°) Les mouvements d'origine turbulente, les tourbillons de macroturbulence.

Le transfert de chaleur de la surface du globe à l'atmosphère par conduction et mouvements convectifs à partir de quelques points déterminés, entraîne la formation de colonne d'air chaud ascendant, ou plus exactement le dégagement vers le haut de véritables bulles d'air chaud relativement léger⁽⁵⁹⁾. Or, selon les lois complexes de la turbulence, ces cellules d'air chaud finissent par se décomposer en tourbillons ascendants de plus en plus petits qui répartissent la quantité de chaleur dans le milieu atmosphérique environnant où s'établit progressivement une uniformisation de la température. Ainsi, la formation et le déplacement de ces tourbillons permettent le transfert de chaleur des régions chaudes vers des régions froides. Si cette turbulence convective décrite par P. QUENEY⁽⁶⁰⁾ n'a qu'une portée limitée dans la troposphère, puisqu'elle n'assure plus de transports de chaleur au-delà d'une altitude supérieure à 3000 m, en revanche les fortes oppositions thermiques qui séparent les régions à l'échelle du globe, contribuent à entretenir une macroturbulence caractérisée cette fois, par la formation et l'évolution de grandes cellules tourbillonnaires. Il est admis désormais, depuis les célèbres travaux de A. DEFANT (1921) que ces tourbillons à axe vertical participent à la création des mouvements cycloniques et anticycloniques, assurent les échanges d'énergie entre les différentes régions où la chaleur est très inégalement répartie.

Les problèmes fondamentaux concernant la circulation

(59) E.T. STRINGER (659) p. 133.

(60) P. QUENEY (563) p. 9.

générale sont donc soulevés par l'évolution et le rôle de ces tourbillons de turbulence que les météorologues de langue anglaise désignent sous le nom d'eddies. Quels sont les processus énergétiques qui permettent leur déplacement et comment s'effectuent ces déplacements pour entretenir la circulation générale d'O ?

a) Les transferts d'énergie

La question essentielle est de savoir comment l'énergie fournie par l'échauffement différentiel d'origine solaire est employée à la conservation des systèmes des vents à l'échelle planétaire⁽⁶¹⁾. Ainsi la formation des tourbillons à axe vertical résulte d'un transfert d'énergie qui aboutit au mouvement.

La formation de colonnes d'air chaud, qui résulte justement des différences horizontales de température entraîne l'accroissement de l'énergie potentielle due au champ gravitationnel de la terre. De fait, la dilatation de l'air chaud se fait verticalement entraînant l'élévation du centre de gravité de la colonne d'air⁽⁶²⁾ et surtout le refoulement vers le haut de l'air supérieur resté plus frais. Les conditions sont alors remplies pour provoquer une instabilité mécanique, capable de provoquer un affaissement de la colonne et par suite un écoulement de l'air réchauffé vers les parties relativement affaissées de l'atmosphère au-dessus de points plus froids, les "puits de froid".

Le déplacement horizontal libre de l'énergie cinétique qui est fonction du carré de la vitesse de mouvement. Ainsi, il s'effectue une transformation de l'énergie potentielle en

(61) R.M. WHITE, B. SALTZMAN (725) p. 3.

(62) C.L. GODSKE et col. (272) p. 455.

énergie cinétique qui marque le début d'un cycle de transferts, selon le principe de la conservation de l'énergie. Toutefois, la quantité d'énergie potentielle est d'un ordre de grandeur beaucoup plus élevé que celle de l'énergie cinétique. D'autre part, comme le fait remarquer R.L. GALL et D.R. JOHNSON (1971), l'accroissement d'énergie potentielle provoqué par l'échauffement différentiel n'entraîne pas forcément un accroissement correspondant d'énergie cinétique⁽⁶³⁾. C'est pour tenter d'expliquer l'enchaînement complexe de ces transformations d'énergie que E.N. LORENZ (1955) a proposé la notion admise couramment aujourd'hui d'énergie potentielle utilisable "available potential energy". Pour le météorologue américain⁽⁶⁴⁾, cette énergie potentielle disponible représente la différence entre l'énergie potentielle totale de l'atmosphère tout entière pour une superficie donnée, et le minimum d'énergie potentielle totale qui résulterait d'une redistribution adiabatique de la masse atmosphérique, celle-ci étant ramenée par transformations adiabatiques à la situation antérieure au soulèvement provoqué par l'augmentation de l'échauffement.

Bien que cette énergie potentielle utilisable dont l'évaluation repose sur des calculs complexes, représente à peine $1/100^e$ seulement de toute l'énergie contenue dans l'atmosphère⁽⁶⁵⁾, elle n'en constitue pas moins l'élément important du cycle de l'énergie selon le modèle de E.N. LORENZ. Ce dernier distingue l'énergie potentielle disponible zonale qui provient du gradient thermique méridien et l'énergie potentielle disponible des tourbillons de turbulence qui est liée aux variations de température le long d'un parallèle⁽⁶⁶⁾. En fait, il y a en partie transfert de la première à la seconde qui devient alors la principale source d'énergie cinétique des

(63) R.L. GALL, D.R. JOHNSON (248) p. 466.

(64) E.N. LORENZ (497) p. 158.

(65) J. CHANG (335) p. 17.

(66) E.N. LORENZ (497) p. 166 et (403) p. 109.

"eddies". Or, cette dernière d'une part se dissipe par le frottement et d'autre part vient alimenter l'énergie cinétique du courant zonal moyen avec lequel se confondent des tourbillons de turbulence de taille de plus en plus petite. C'est en définitive ce transfert de l'énergie cinétique de ces tourbillons au courant zonal moyen qui entretient, malgré le frottement, la circulation générale et en particulier la circulation d'ouest des latitudes subtropicales et moyennes. Mais à son tour, l'énergie cinétique du mouvement zonal, entretenue également par l'énergie potentielle disponible zonale, constitue une source d'énergie cinétique pour les tourbillons, fermant ainsi le cycle (fig. II-7).

C'est dire que le mouvement entretient le mouvement qui évolue également en fonction des causes dynamiques liées à la forme et à la rotation de la terre.

b) Les conditions dynamiques des transferts de chaleur et des déplacements des tourbillons de turbulence.

Selon les lois de la turbulence, les divisions en chaîne des tourbillons doivent aboutir à l'uniformisation de la quantité de mouvement comme l'explique P. QUENEY⁽⁶⁷⁾ :
chaque tourbillon de plus en plus petit dissipe l'énergie cinétique et cède au fluide environnant la quantité de mouvement qu'il transporte. Or, C.G. ROSSBY a justement montré qu'à l'échelle planétaire, la macroturbulence renforce le mouvement au lieu de l'atténuer. Les propriétés de cette turbulence à grande échelle ou "forces de ROSSBY" selon P. QUENEY⁽⁶⁸⁾ résultent de la forme sphérique de la terre et de sa rotation sur elle-même. Car, le célèbre météorologiste suédois démontre qu'il n'y a pas de conservation de la quantité de mouvement,

(67) P. QUENEY (564) p. 226.

(68) P. QUENEY (568) p. 280.

mais conservation de la composante verticale du tourbillon absolu⁽⁶⁹⁾, c'est-à-dire, pour un observateur situé en dehors de la terre⁽⁷⁰⁾, conservation de la vitesse de rotation d'une cellule d'air tournant autour d'un axe vertical.

A partir de ce principe, C.G. ROSSBY a calculé selon la latitude un profil théorique des vitesses du vent zonal d'O qui coïncide avec le profil des vitesses des vents d'O réellement mesurés⁽⁷¹⁾. Ainsi, la turbulence de grande échelle constituée par des tourbillons horizontaux qui conservent la composante verticale de leur rotation, provoque un accroissement rapide des vents d'O qui atteignent leur vitesse maximale aux environs du parallèle 30°. Car en première approximation, le tourbillon absolu ζ pour un observateur extra-terrestre est égal au tourbillon relatif de la cellule par rapport à la terre ζ augmenté du tourbillon absolu local dont la composante verticale f est fonction du sinus de la latitude⁽⁷²⁾, du moins en dehors de toute variation de l'épaisseur de la couche troposphérique. Ainsi, en fonction de la vitesse angulaire de la rotation de la terre Ω , le principe de la conservation de la composante verticale du tourbillon absolu de la cellule atmosphérique peut s'exprimer par la formule bien connue :

$$\zeta = \zeta_2 \Omega \sin \varphi$$

De nombreux articles, en particulier ceux de P. QUENEY (1953); P. BIROT (1956) et de P. PEDELABORDE (1957) ont fait connaître en France le rôle important de la conservation de la composante verticale du tourbillon sur le développement de la circulation zonale. D'une part, une cellule d'air froid qui se déplace vers les latitudes moyennes :

(69) C.G. ROSSBY (607) p. 271.

(70) P. BIROT (58) p. 35.

(71) C.G. ROSSBY (607) p. 269 fig. 18, étude reproduite par R.S. CHORLEY et P. HAGGETT (114) p. 113.

(72) P. PEDELABORDE (515) p. 483, P. BIROT (58) p. 35, P. ESTIENNE, A. GODARD (213) p. 163.

- premièrement, subit une accélération de sa rotation relative puisque le tourbillon absolu local diminue avec la latitude et adopte dès lors un mouvement tourbillonnaire dans le sens de la rotation de la terre, dans le sens cyclonique,

- deuxièmement est déviée sur sa gauche vers l'E, par suite de l'action conjuguée du déplacement vers le S et de la rotation cyclonique comme le prouvent les trajectoires suivies par les coulées polaires du N Canada à l'Europe Occidentale. D'autre part, une cellule chaude qui se dirige vers les hautes latitudes voit diminuer sa vitesse de rotation relative puisque cette fois le tourbillon local augmente avec la latitude. Le mouvement tourbillonnaire de la cellule en retard sur celui de la terre s'effectue donc dans le sens anticyclonique. A son tour, cette cellule est déviée vers l'E parce qu'elle est entraînée plus rapidement sur sa bordure occidentale par les actions cumulées du mouvement tourbillonnaire et du déplacement général vers le N.

Ainsi, les échanges latéraux par tourbillons de turbulence à axe vertical tend à produire l'égalisation du tourbillon et à entraîner le transport vers le N d'air chaud et de tourbillon relatif anticyclonique, le transport vers le S d'air froid et de tourbillon relatif cyclonique⁽⁷³⁾.

Surtout, les déviations continuelles vers l'O des différentes cellules tourbillonnaires entretiennent une concentration des vents d'ouest dans les latitudes subtropicales. Ainsi le jet stream d'O trouverait son origine dans les effets dynamiques de la macroturbulence. Entretenu principalement par les successions des cellules anticycloniques, par l'impulsion d'une série de "palets" cycloniques selon l'expression de

(73) C.G. ROSSBY (607) p. 271.

P. BIROT⁽⁷⁴⁾ , le jet stream contribuerait à entretenir les anticyclones subtropicaux par tassement sur sa droite. Dès lors les hautes pressions dirigent les alizés qui ensuite par convergence provoquent l'ascendance équatoriale. Ainsi, selon P. PEDELABORDE⁽⁷⁵⁾ et P. QUENEY⁽⁷⁶⁾ , la circulation méridienne de Hadley décrite ci-dessus fonctionnerait sous l'action du jet stream, résultat de l'effet dynamique de la macroturbulence.

Toutefois, l'origine purement dynamique de la circulation de Hadley et du jet stream d'ouest ne rend pas compte d'une façon satisfaisante de toutes les données de la circulation. Outre le fait que la simple convergence des alizés peut expliquer difficilement le soulèvement général lorsque celui-ci se fait sentir sur une bande équatoriale de grande largeur⁽⁷⁷⁾ , comme sur l'Amazonie brésilienne ou au-dessus du Pacifique occidental, il faudrait souligner certaines remarques qui s'appliquent aux éléments de la circulation à la limite des régions tropicales et des régions de latitude moyenne

Les tourbillons de turbulence peuvent-ils assurer entièrement jusqu'au jet stream le transport de moment cinétique et d'énergie sous forme principalement de chaleur latente et de chaleur sensible accumulées dans la troposphère supérieure des régions équatoriales ? Car ils n'apparaissent pas suffisants selon E.N. LORENZ⁽⁷⁸⁾ pour assurer le transfert du moment cinétique vers le haut dans les régions tropicales où la terre cède du moment cinétique à l'atmosphère pour maintenir sa vitesse constante.

(74) P. BIROT (59) p. 31.

(75) P. PEDELABORDE (522) p. 76.

(76) P. QUENEY (563) p. 283.

(77) P. BIROT (59) p. 65.

(78) E.N. LORENZ (410) p. 16.

D'autre part, il ne semble pas que ces tourbillons de turbulence soient à eux seuls capables d'assurer la pérennité des grandes vitesses du jet subtropical, et par conséquent de les expliquer, comme le fait remarquer P. BIROT⁽⁷⁹⁾.

Enfin, la subsidence dans l'aire anticyclonique tropicale et subtropicale est-elle vraiment due au tassement vers le S du jet ? C'est que le maximum de masse d'air qui s'affaisse vers le sol, ne se produit pas à proximité du jet. En hiver, les transports de masse⁽⁸⁰⁾ dirigés vers le bas atteignent leur valeur maximale entre les parallèles 10 et 15° pour E. PALMÉN⁽⁸¹⁾ entre 16 et 20° pour G.B. TUCKER⁽⁸²⁾ et deviennent plus faibles entre les 25 et 30° où devrait se faire sentir justement l'influence directe du jet-stream !

Il faut donc admettre que le jet-stream subtropical et les hautes pressions subtropicales qui lui sont associées, ne sont pas dues uniquement à l'action des tourbillons à axe vertical des régions de hautes latitudes. D'ailleurs ne faut-il pas envisager des causes différentes, des combinaisons différentes de facteurs pour expliquer, non pas le jet unique issu des moyennes statistiques, mais les jets multiples qui caractérisent en réalité la circulation zonale d'O des latitudes subtropicales et moyennes.

3°) Les causes complexes de la circulation zonale à jets multiples

Dès 1956, P. BIROT attirait l'attention des Géographes sur le fait que les mécanismes d'entretien de la circulation zonale d'O sont de nature différente en fonction des latitudes⁽⁸³⁾

(79) P. BIROT (56) p. 91.

(80) cf. supra p. 250.

(81) E. PALMEN, M.A. ALAKA (503) p. 326.

(82) G.B. TUCKER (691) p. 137.

(83) P. BIROT (56) p. 92.

Déjà en 1951, PALMÉN avait souligné l'opposition entre le jet subtropical défini par la circulation méridienne, et le jet associé aux perturbations du front polaire⁽⁸⁴⁾. Depuis, la plupart des auteurs s'accordent à reconnaître que les deux principaux jets-streams des courants d'ouest n'ont pas la même origine, et résultent de processus d'échange, variables selon les zones.

Ainsi, le jet subtropical est lié à l'action de la circulation de HADLEY qui permet le transport d'énergie et de mouvement selon un vaste tourbillon à axe horizontal, tandis que le jet polaire est entretenu par l'action dynamique des tourbillons à axe vertical qui assure le transport de l'énergie et des quantités de mouvement vers les hautes latitudes.

a) Circulation méridienne et jet subtropical.

Les caractères du jet subtropical qui ont été décrits antérieurement, stabilité, vitesse toujours élevée, sont dus pour J.S. SAWYER au mouvement lent de l'air dans la haute troposphère des régions équatoriales aux latitudes 20 à 30° N⁽⁸⁵⁾. Pour lui effectivement, le déplacement des anneaux contenant une forte quantité de chaleur issue des basses latitudes évolue en fonction du principe de la conservation du moment cinétique dont la conséquence, bien connue depuis FERREL (1856), est l'accroissement de la vitesse de rotation O-E de l'atmosphère par suite du raccourcissement du rayon des anneaux vers les latitudes subtropicales⁽⁸⁶⁾. Seulement, l'augmentation de la vitesse de rotation est limitée, car le déplacement vers le N des anneaux d'air chaud est ralenti puis arrêté par l'action de la composante entre la force centrifuge et la gravité⁽⁸⁷⁾. Cette accu-

(84) E. PALMÉN (500) p. 339.

(85) J.S. SAWYER (622) p. 342.

(86) cf. l'ouvrage de M. BRILLOVIN "Les mémoires originaux sur la circulation générale de l'atmosphère" 1900 p. 22, et l'exposé remarquablement pédagogique de P. ESTIENNE, A. GODARD (213) p. 160.

(87) F. DURAND, DASTES (187) p. 68.

mulation des anneaux d'air chaud concourt ainsi à la formation du jet subtropical et à l'entassement de l'air subsident à la limite des latitudes tropicales et subtropicales. C'est bien en définitive ce surplus d'air accumulé qui est la source essentielle des alizés.

Ce lien étroit entre d'une part le transport dans les hautes altitudes de l'air chaud impulsé du S et d'autre part la formation du jet subtropical, des hautes pressions subtropicales est également souligné par E.R. REITER⁽⁸⁸⁾. Ainsi, la circulation méridienne dans les basses latitudes, ou CIRCULATION DIRECTE DE HADLEY, décrite ci-dessus par la répartition des flux moyens de masse, n'est donc pas un système tourbillonnaire activé par le seul jet-stream compresseur, lui-même entretenu par l'énergie cinétique des tourbillons cycloniques des hautes latitudes.

Au contraire, elle apparaît comme un mécanisme primaire dont l'intensité maximale se situe aux environs du parallèle 10° N. Le maximum de vitesse des contre-alizés en altitude se produit juste avant leur forte déviation vers l'E et avant leur affaïssement étendu à toute la troposphère, comme l'ont montré F. DEFANT et H.M. VAN DE BOOGAARD dans leur analyse quantitative (1963) de la circulation globale entre l'équateur et le 40° N, à partir de données quotidiennes⁽⁸⁹⁾. Le rôle essentiel de cette circulation est donc de transporter de la chaleur sous diverses formes⁽⁹⁰⁾ des régions équatoriales vers les régions subtropicales où cette chaleur ainsi accumulée représente la principale source d'alimentation en énergie potentielle des courants d'ouest, sur la bordure méridionale du jet.

De plus, son action pour la conservation de l'énergie cinétique de la circulation zonale semble être capitale. Ainsi, pour E. PALMÉN (1959), la circulation moyenne méridienne est

(88) E. REITER (577) p. 213, (579) p. 106.

(89) F. DEFANT, H.M. VAN DE BOOGAARD (160) p. 256.

(90) E.O. HOLOPAINEN (307) p. 287.

essentielle pour l'entretien de l'énergie cinétique dans les régions subtropicales et principalement pour le maintien de l'intense jet subtropical⁽⁹¹⁾. Et plus récemment, H. RIEHL (1969) refuse toute participation des hautes latitudes à la circulation tropicale en soulignant le fait que 50 % de l'énergie nécessaire pour maintenir au N du parallèle 30° N la circulation d'O, malgré le frottement, proviennent des régions tropicales⁽⁹²⁾.

De fait, l'intensité de circulation d'O est fonction de la quantité de chaleur dégagée dans les régions équatoriales. car il semble que l'augmentation des pluies dans ces régions s'accompagne d'une accélération de la circulation des westerlies. Bien sûr, il est difficile de dégager le lien de cause à effet, entre ces deux données. Car, si pour H.M. VAN DE BOOGAARD, la circulation méridienne représente l'agent le plus important de transport de vapeur d'eau pour l'équateur⁽⁹³⁾ et, si pour E.N. LORENZ également le rôle fondamental des alizés est d'assurer l'alimentation en vapeur d'eau de l'équateur⁽⁹⁴⁾, cette fonction serait identique aussi bien dans le modèle où l'ascendance équatoriale alimente la circulation méridienne que dans le modèle de circulation entretenue par le tassement dynamique du jet. En revanche, la forte accumulation de vapeur d'eau dans les basses latitudes a également une origine locale due à la forte évaporation des océans qui fluctue en fonction de la température des eaux de surface, liée elle-même à la circulation océanique. A cet égard, BJERKNES (1966) a montré pour le Pacifique que l'affaiblissement des vents d'E équatoriaux,

(91) E. PALMÉN (501) p. 217.

(92) H. RIEHL (592) p. 288.

(93) H M.E. VAN DE BOOGAARD (698) p. 52.

(94) E.N. LORENZ (410) p. 16.

responsables normalement d'un upwelling refroidissant, entraîne une augmentation de la température des eaux et aussi des pluies dans la partie orientale de l'Océan, Or, ce réchauffement océanique est suivi par une accélération des westerlies sur la côte pacifique de l'Amérique du Nord⁽⁹⁵⁾. L'accroissement de la chaleur latente dans la cheminée équatoriale du Pacifique est donc bien le moteur du renforcement du jet.

Toutefois, la prédominance du transport directement effectué par la circulation méridienne s'atténue vers les latitudes subtropicales, plus exactement le type de transport se modifie. Le mouvement lent régulier des contre-alizés est relié de plus en plus par des déplacements de tourbillons anticycloniques chauds à axe vertical. C'est ainsi que P. BIROT s'appuyant sur les travaux de E. PALMÉN et de M.A. ALAKA relatifs au transport du moment cinétique vers le N dans les régions tropicales, estime que le changement de mécanisme de la circulation méridienne s'effectue à partir de la latitude 20° N. En réalité, par suite de la rotation à vitesse angulaire constante sur tout le globe, le moment cinétique est beaucoup plus élevé dans les régions tropicales que dans les hautes latitudes du fait de la diminution rapide du rayon. Pour assurer le maintien du moment cinétique, et surtout pour éviter l'augmentation du couple exercé par l'atmosphère sur le sol qui pourrait faire varier la vitesse de rotation, la terre doit céder à l'atmosphère du moment cinétique dans les régions tropicales, et l'atmosphère doit rendre au sol une même quantité cinétique dans les régions de latitudes plus élevées⁽⁹⁶⁾. Or, ce transfert de moment cinétique vers le N dont l'existence est capitale, selon E.N. LORENZ⁽⁹⁷⁾, pour l'entretien de la circulation des courants d'O, est d'abord assuré par la circulation méridienne moyenne,

(95) J. BJERKNES (69) p. 824.

(96) C.L. GODSKE et col. (272) p. 476.

(97) E.N. LORENZ (402) p. 54.

lente, puis de plus en plus par les seuls tourbillons de turbulence. Ainsi, à la latitude 20° , ceux-ci assurent 32 % du transport du moment cinétique, et 56 % à la latitude 30° .

Dès lors, des tourbillons à rotation anticyclonique se déplacent au S du jet-stream, expliquant les fortes variations spatiales de la température dans la haute troposphère des régions tropicales, comme celles qui apparaissent dans la zone Atlantique Sahara-Moyen-Orient⁽⁹⁸⁾. Ces cellules chaudes sont à leur tour déviées vers le NE en fonction de la conservation du tourbillon et contribuent ainsi à alimenter les grandes vitesses du jet subtropical, venant ajouter leur effet à celui du flux régulier des contre-alizés détournés vers l'E par suite de la conservation du moment. Cependant, la succession plus fréquente de ces tourbillons de turbulence en été doit affaiblir la circulation méridienne dans les couches de la haute troposphère, car ils provoquent dans leur secteur méridional un retour de N et d'E, du moins dans les régions subtropicales qui échappent à l'action de la mousson.

Or, nous avons vu que le jet subtropical en été passe fréquemment au-dessus du N de la Péninsule Ibérique qui se trouve ainsi sur la bordure septentrionale de la circulation de HADLEY. Dès lors, un des problèmes importants est de savoir quelle est la forme que prend la circulation de l'air chaud au-dessus de cette région dont la position de limite par rapport aux données essentielles de la circulation atmosphérique globale se confirme. De fait, une étude de l'importance des principales composantes du vent dans la haute troposphère souligne que le renforcement des vents d'O en été est associé à une proportion croissante des vents de S, en allant de la Galice à l'île Madère (fig. 2-8) ; tandis que les vents à composante N sont nettement plus fréquents à la Corogne, les vents à composante S commencent à agir plus fréquemment à Lisbonne pour

(98) J. DUBIEF (131) p. 125.

dominer largement au-dessus de Madère. Est-ce là les conséquences du changement des mécanismes de circulation de l'air chaud sur la bordure méridionale du jet subtropical ? L'île de Madère n'est-elle pas encore soumise dans une proportion importante au flux lent des contre-alizés modérés alors que la succession plus fréquente de tourbillons turbulents s'affirme aux abords de la Péninsule comme le suggère la diminution régulière de l'importance des vents à composante S en direction des latitudes plus élevées, lors du mois de juillet ?

Toujours est-il que les températures élevées d'origine tropicale peuvent être associées dans la haute troposphère à des vents de directions totalement différentes, entre les latitudes 35° et 45° N. De fait, aux Açores et à La Corogne, les températures égales ou supérieures à $- 37^{\circ}$ à 300 mb sont autant liées aux vents à composante N et O qu'aux vents à composante S, tandis que la fréquence des vents chauds à composante N est très faible à Lisbonne et à Madère (fig. 2-9).

De plus, pendant les autres saisons, les roses des vents soulignent une plus grande variété dans l'écoulement de l'air au-dessus de toute la Péninsule Ibérique et cette donnée correspond au fait que les tourbillons à axe vertical deviennent dans les latitudes moyennes les mécanismes essentiels de la circulation atmosphérique qui permettent l'entretien du jet stream polaire.

b) Le jet-stream polaire et les tourbillons de turbulence.

Effectivement, dans les latitudes moyennes la circulation atmosphérique est entièrement assurée par le jeu mobile des tourbillons à axe vertical issu de la macroturbulence. Dans une rétrospective récente des théories de la circulation atmosphérique E.N. LORENZ (1967) décrit comment on est passé de la conception de la circulation méridienne indirecte, type

Ferrel, à une circulation caractérisée par des transferts et des mélanges horizontaux. En particulier, il insiste sur les travaux essentiels de A. DEFANT (1921) et de H. JEFFREYS (1926) qui marquent les deux étapes essentielles de ce changement fondamental de conception⁽⁹⁹⁾. Car, si le premier auteur, comme nous l'avons vu, démontre que le transport de chaleur vers le pôle nécessaire à l'équilibre énergétique de la planète, est assuré par des éléments turbulents à grande échelle, comme cyclones, anticyclones, le second assigne à ces tourbillons de turbulence la fonction de transporter, également en direction du pôle, le moment cinétique après avoir calculé que la quantité transportée par la circulation méridienne est beaucoup plus petite.

Ainsi, la circulation atmosphérique est régie par des lois différentes dans les latitudes moyennes où la "conservation du moment est impensable"⁽¹⁰⁰⁾ puisqu'elle devrait aboutir à la création de vents d'O extraordinairement rapides que l'on a jamais repérés. En revanche, c'est dans cette zone que le brassage continuuel de l'atmosphère par la macroturbulence aboutit à l'égaleisation du tourbillon et assure l'entretien de la circulation générale d'O, malgré l'effet du frottement. Cette action est en réalité le résultat d'une conversion d'énergie entre les tourbillons à axe vertical et la circulation moyenne zonale, selon les processus de transformation que nous avons analysés antérieurement. L'énergie interne (chaleur sensible) et l'énergie potentielle du courant d'O stable qui proviennent de l'échauffement de certaines surfaces ou de l'advection de cellules chaudes détachées des courants subtropicaux, fournissent l'énergie potentielle utilisable pour le développement des tourbillons de turbulence qui réalisent à leur tour la production d'énergie cinétique transmise à la circulation générale d'ouest.

(99) E.N. LORENZ (408) p. 72-73.

(100) P. BIROT (56) p. 94.

Les tourbillons réalisent donc d'abord le transfert vers le pôle de la chaleur sensible des régions subtropicales à travers les basses couches troposphériques⁽¹⁰¹⁾. Ce transport atteint son maximum entre les niveaux isobariques 850 et 800 mb et entre les latitudes 40-55° N⁽¹⁰²⁾ où l'afflux de chaleur sensible vient s'ajouter à l'échauffement radiatif. Puis, ils assurent la conversion de l'énergie potentielle en énergie cinétique dans le cadre des tourbillons à rotation anticyclonique, alors que cette énergie est dissipée en partie par le frottement et en partie par les tourbillons à rotation cyclonique qui transmettent leur énergie cinétique au courant zonal moyen.

Car, c'est bien, comme nous l'avons décrit plus haut, la succession des tourbillons cycloniques froids issus des hautes latitudes où de l'intérieur des latitudes moyennes qui alimentent les grands courants d'O et en particulier le jet stream du front polaire. L'égalisation du tourbillon dans les hautes et moyennes latitudes a pour conséquence de refouler sur la bordure méridionale des latitudes moyennes l'air froid. Il en résulte une forte convergence de l'air froid et de l'air chaud transporté par les tourbillons anticycloniques détachés de la zone subtropicale. Cette concentration de mouvement a alors pour conséquence d'accroître brutalement et le gradient de pression et le gradient thermique, d'où la dépendance étroite du deuxième jet et du front polaire dont l'origine commune est bien cette fois de nature dynamique.

Simultanément, des mouvements verticaux se développent en sens inverse de chaque côté de cette discontinuité thermique et au-dessous du jet. Sur une même surface isobarique

(101) E.N. LORENZ (410) p. 12.

(102) A. WIIN-NIELSEN et col. (731) p. 266.

l'air chaud et plus léger tend à s'élever au S du jet, l'air froid plus lourd tend au contraire à s'affaisser au N du jet⁽¹⁰³⁾, de sorte que des masses d'air aux densités différentes traversent le même niveau d'égale pression. Il s'établit ainsi une structure barocline qui définit une atmosphère dans laquelle les surfaces d'égale densité recoupent les surfaces isobariques⁽¹⁰⁴⁾. L'originalité du jet polaire, par rapport au jet subtropical réside ainsi dans le fait qu'il surmonte une zone barocline étendue à toute la troposphère comme le souligne E.R. REITER⁽¹⁰⁵⁾. Or, nous verrons dans l'étude des situations synoptiques que le développement de l'action du front polaire, frontogénèse, et le creusement des dépressions, cyclogénèse, dépendent en grande partie de l'intensité de cette structure barocline.

Toutefois, d'autres discontinuités dynamiques peuvent s'établir au N du jet polaire. Il semble en effet qu'il n'y ait pas toujours dans les hautes et moyennes latitudes égalisation du tourbillon, selon P. QUENEY. Et même dans cette hypothèse, des expulsions froides plus puissantes et plus épaisses peuvent provoquer un accroissement du tourbillon relatif dans des régions plus septentrionales. Etant donné la relation⁽¹⁰⁶⁾

$$\frac{\zeta + f}{H} = \text{cte.}$$

une augmentation de H, hauteur de la colonne d'air froid, provoque une augmentation corrélative du terme numérateur, donc de ζ pour une même latitude. Ainsi, une accélération des mouvements cycloniques à l'intérieur de la zone froide entraîne une nouvelle concentration des vents d'ouest donnant naissance

(103) W.E. HUBERT (315) p. 359.

(104) S. PETTERSSSEN (538) p. 105-107 - E.C. BARRETT (17) p. 315. Les surfaces d'égales densités et les surfaces isobariques se recoupent pour délimiter des volumes d'air tubulaire ou solénoïdes en formes de losange sur un graphique à deux dimensions, l'intensité de la structure barocline est alors calculée en fonction du nombre de solénoïdes par unité de surface.

(105) E.R. REITER (577) p. 208.

(106) P. PEDELABORDE (515) p. 489. - ESTRINGER (659) p. 355.

à un autre jet situé plus au nord du jet polaire. Ce nouveau jet s'accompagne à son tour d'une nouvelle convergence d'air aux caractères thermiques différents ; air froid expulsé directement vers le S, air réchauffé s'étalant vers le N selon l'évolution des expulsions froides décrite par E. PALMÉN⁽¹⁰⁷⁾. C'est certainement là, l'origine du jet arctique et de jets intermédiaires dont l'existence n'est pas toujours admise, et qui sont plus saisonniers, plus éphémères que le jet polaire lui-même.

Quoi qu'il en soit, ces jets à situation plus septentrionale n'atteignent guère, au cours de leur expansion vers le S, le SO de l'Europe. Car cette région nous l'avons vu occupe une situation intermédiaire entre la zone où domine en permanence le jet subtropical et celle où domine continuellement le jet polaire. Ce n'est que pendant les saisons extrêmes que les deux jets passent directement au-dessus de la Péninsule Ibérique. Ainsi, en été seulement, cette dernière est sous l'influence de processus de circulation dominant dans la zone tropicale.

Conclusion :

La plupart de l'année, la Péninsule Ibérique est placée sur la bordure septentrionale du jet subtropical, au S du jet polaire. Il est donc nécessaire de connaître également les données essentielles de la circulation générale entre le jet subtropical et le jet polaire, d'établir comment se fait le passage de l'un à l'autre. Il nous faut préciser les modalités de transfert d'énergie et de quantité de mouvement qui se réalisent du jet subtropical au jet polaire, analyser les rapports entre les évolutions des jets et la formation des

(107) E. PALMÉN (500) p. 346.

tourbillons de turbulence à axe vertical. Car, l'origine et la nature de ces derniers semblent être étroitement liés à l'instabilité des courants d'ouest qui se traduit par l'apparition d'un écoulement ondulatoire dont les aspects commandent les processus nécessaires à l'entretien de la circulation générale.

II - L'INSTABILITE DES COURANTS D'OUEST - LES TYPES DE CIR- =====

CULATION A L'ECHELLE ZONALE.

=====

D'énormes progrès dans la connaissance de la circulation atmosphérique des latitudes moyennes ont été réalisés à partir des travaux de C.G. ROSSBY qui dès 1939⁽¹⁾ attira l'attention sur le fait que la circulation zonale subit des changements continuels de caractère très irrégulier⁽¹⁾. Le développement des mesures des éléments météorologiques en altitude, a en effet permis à l'éminent météorologue suédois de montrer que le déplacement des grands courants d'ouest et des jets n'est pas rectiligne mais ondulatoire et instable. Car, les ondulations décrites par le flux d'O évoluent constamment, présentent des aspects continuellement changeants ; en particulier leurs amplitudes ont tendance à augmenter jusqu'à provoquer des ruptures dans le courant d'O lui-même. Cependant, malgré cette instabilité, définie par la variabilité de l'amplitude des ondulations⁽²⁾, l'évolution des formes d'écoulement des grands courants d'ouest ne se fait pas au hasard. D'une part, les ondulations prennent fréquemment des formes dont quelques-unes offrent une certaine analogie et peuvent être classifiées, d'autre part ces types d'ondulation se succèdent presque toujours, selon le même ordre, de façon qu'il est possible de distinguer un rythme de circulation des courants d'O.

(1) C.G. ROSSBY (505).

(2) P. RODRIGUEZ FRANCO (598) p. 49.

Ainsi, après les premiers travaux de ROSSBY, au cours des décennies 40 et 50, les météorologistes américains et scandinaves comme J. NAMIAS et P.F. CLAPP (1944 et 1951)⁽³⁾, C.G. ROSSBY et H.C. WILLETT (1948), R. BERGGREN, B. BOLIN et C.G. ROSSBY (1949)⁽⁴⁾ et les météorologistes russes sous la direction de B. DZERDZEEVSKY (1946)⁽⁵⁾ ou de A.A. GIRS (1955)⁽⁶⁾ se sont efforcés d'établir des typologies de formes de circulation des courants d'O et des jets stream, puis d'ordonner ces types de circulation selon des cycles fermés. Or, le géographe ne peut ignorer l'existence et l'origine de ces types de circulation à l'échelle zonale, car ce sont eux qui commandent l'enchaînement des situations atmosphériques au sol, responsables de la succession habituelle des états de l'atmosphère au-dessus d'une région.

En outre, puisque l'on ne veut pas se contenter de décrire, il faut également se demander si les types de circulation en altitude ne sont pas à l'origine des rythmes saisonniers présentés par les éléments climatiques d'une région. En d'autres termes, il s'agit de déterminer :

- dans quelle mesure cette circulation à l'échelle planétaire contribue à expliquer les climats régionaux et en particulier les caractères originaux du climat du domaine océanique du N de l'Espagne et du Portugal.
- les liens entre la variabilité interannuelle de certains éléments climatiques et les variations d'occurrence des principaux types d'ondulation des westerlies.

(3) J. NAMIAS et P.F. CLAPP (472) p. 560.

(4) R. BERGGREN et col(37).

(5) Typologie présentée dans un article russe (190) mais reprise dans des articles en français (191) ou en anglais (192)

(6) Classification de A.A. GIRS, reprise par G.J. WANGENHEIM (720), cité dans H. LAMB (366) p. 267. Enfin, A.A. GIRS reprend sa typologie de circulations à grande échelle pour les prévisions à longue échéance dans un ouvrage récent (269).

- A) LES TYPES DE CIRCULATION DES COURANTS INSTABLES D'O DES

 LATITUDES MOYENNES.

Les grands courants atmosphériques, responsables de l'évolution du temps, s'établissent au-dessus d'une région en fonction de la disposition des ondulations du flux d'ouest. C'est pourquoi la connaissance de l'enchaînement de ces ondulations, selon l'évolution décrite principalement par C.G. ROSSBY représente un grand intérêt pour la connaissance du climat d'une région. Sur la base de la classification de cet auteur, nous avons particulièrement étudié la circulation dans la moyenne et haute troposphère au-dessus de l'Europe du SO. Car notre objectif est de tenter de comprendre les aspects du climat, avec ses données moyennes et ses fluctuations interannuelles, d'une région de cette partie de continent.

Dans cette optique, nous n'avons pas retenu les classifications des auteurs russes, comme celles de B. DZERDZEEVSKY et de A. GIRS qui sont établies à l'échelle planétaire, à l'échelle de l'hémisphère nord. Ces classifications sont d'une très grande utilité pour la compréhension des principales fluctuations climatiques de l'ensemble de l'hémisphère nord⁽⁷⁾ et également pour la connaissance des tendances séculaires du climat d'une région. Mais, elles sont plus difficilement utilisables pour montrer ensuite les liens qui existent entre les modèles de circulation atmosphérique à l'échelle zonale, et les principaux types de situations météorologiques qui se succèdent sur une région. Ainsi, les résultats obtenus par les savants russes sont utilisés à titre de comparaison, mais leur méthode reposant sur une longue analyse des cartes de l'hémisphère N tout entier ne sera pas adoptée dans le cadre de cette thèse.

 (7) E. LE ROY LADURIE (328) p. 293.

1°) Les types de circulation troposphérique dans les latitudes moyennes selon C.G. ROSSBY.

L'observation quotidienne des courants aériens et l'analyse des cartes des différents niveaux isobariques ont entraîné C.G. ROSSBY et ses collaborateurs à définir une typologie des formes de circulation dans la moyenne troposphère en fonction de la forme des ondulations des courants d'O et de la vitesse de propagation de ces ondulations, liée le plus souvent à la vitesse du jet stream polaire. Les types ainsi définis s'enchaînent selon un cycle dont les principaux stades ressemblent à ceux du cycle "index cycle", proposé par J. NAMIAS et P.F. CLAPP⁽⁸⁾ à partir de cartes établies sur des moyennes de 5 jours. Particulièrement les schémas proposés par B. BERGGREN B. BOLIN et C.G. ROSSBY (1949) et repris par C.G. ROSSBY (1956-1959)⁽⁹⁾ illustrent d'une façon remarquable les quatre principaux stades de ce cycle de circulation (fig. 2-10).

a) La circulation zonale rapide.

Au contact de l'air froid de la calotte polaire s'étendant jusqu'aux latitudes moyennes et de l'air chaud subtropical et tropical se développent les grands courants d'O qui s'écoulent dans une première phase selon une direction exactement zonale O-E. Les isohypses des surfaces isobariques de la haute troposphère (200 mb) ou de la moyenne troposphère (500 mb) se présentent alors sous forme de lignes quasi rectilignes suivant les parallèles. Principalement, ces lignes sont très rapprochées, indiquant l'existence d'un fort gradient

(8) J. NAMIAS et P.F. CLAPP (471) p. 59 et (472) p. 560.

(9) C.G. ROSSBY (608) p. 27. Selon la traduction d'un article publié en 1956 dans une revue scientifique suédoise Svensk Naturvetenskap.

barométrique SN. Dès lors, celui-ci est lié à des vitesses élevées des vents d'ouest qui peuvent être considérés, en première approximation comme des vents géostrophiques s'écoulant perpendiculairement à la pente de la surface isobarique⁽¹⁰⁾. Seulement, nous savons que ces vitesses ne sont pas également réparties et qu'un fort maximum se concentre le long d'une bande étroite, donnant naissance au jet stream.

Ainsi, la circulation zonale est caractérisée par la présence d'un jet rapide atteignant 150 à 500 km/h⁽¹¹⁾ selon les contrastes thermiques entre l'air froid et l'air chaud. Pour cette raison, cette phase zonale est associée à des vents moins rapides en été. Si l'on repère fréquemment pendant les mois chauds, des isohypses rectilignes ou faiblement ondulées, en revanche celles-ci sont toujours plus fortement espacées. La comparaison des situations du 30 décembre 1960 et du 16 juillet 1961 est significative à cet égard (fig. 2-11, A-B).

En corollaire à la rapidité des vents d'O en altitude, la circulation atmosphérique est justement caractérisée par une variation brusque de la vitesse dans le sens vertical aux abords du jet-stream. La circulation zonale rapide est donc associée à un fort cisaillement vertical, selon le vocabulaire des météorologistes.

Toutefois, la disposition des isohypses n'est pas exactement rectiligne et leurs tracés suggèrent l'existence d'un écoulement faiblement ondulatoire. Les courants d'ouest décrivent en effet des ondulations de faible amplitude et de très grande longueur d'onde. Généralement, une seule ondulation à concavité tournée vers le N, ou vallée, apparaît sur la distance qui sépare l'Europe de l'Amérique, tandis que de faibles

(10) P. PEDELABORDE (512) p. 77.

(11) P. QUENEY (563) p. 8.

ondulations à convexité tournée vers le N ou crêtes se tiennent sur les façades de ces continents, comme nous le montre la situation du 30 décembre 1960 à 18 h. En fait, la position de ces vagues à un moment donné n'a qu'une faible signification, car elles se déplacent très rapidement vers l'O, parcourant plusieurs milliers de kilomètres en vingt quatre heures. L'évolution de la circulation atmosphérique sur l'Atlantique N pendant l'hiver 1961 présente plusieurs exemples caractéristiques de déplacements rapides de faibles ondulations des courants d'O : du 31 janvier 1961 12 h au 1er février 1961 12 h, l'axe d'une vallée d'un large flux d'ouest compris entre les parallèles 35 et 50° est passé du méridien 20° W au méridien 10° E, parcourant ainsi à la latitude 45° plus de 2300 km en 24 h, c'est-à-dire à une vitesse approchant 100 km/h⁽¹²⁾.

Ces ondulations qui s'ébauchent, correspondent à des avancées opposées de l'air froid et de l'air chaud. Les vallées représentent un déplacement de l'air froid vers le S qui s'accompagne par conséquent d'un accroissement du tourbillon relatif cyclonique alors que les crêtes sont dues à une poussée vers le N de l'air chaud dont le tourbillon relatif diminue donnant naissance à un mouvement tourbillonnaire anticyclonique⁽¹³⁾. D'ailleurs, l'analyse détaillée des cartes à 500 mb représentant des exemples de circulation zonale rapide, met toujours en évidence l'association d'une vallée des westerlies et d'une colonne dépressionnaire froide se déplaçant rapidement vers l'O à la limite des régions subpolaires et des régions de latitudes moyennes. Que ce soit en hiver, comme le 30 décembre 1960 et le 31 janvier 1961 ou en été, 17 juillet 1954 et 16 juillet 1961, par exemple, les isohypses déformées se res-

(12) Les météorologistes calculent la vitesse de propagation d'une ondulation en appliquant la formule bien connue de ROSSBY, cf. J. NAMIAS et P.F. CLAPP (471) p. 59 ou S. PETERSEN (538) p. 144 :
$$C = u - \beta \left(\frac{L}{2\pi} \right)^2$$
 ou C vitesse de l'ondulation, u : composante O du vent, L = la longueur d'onde et β = variation du paramètre de coriolis en direction du Nord.

(13) R.S. SCORER (532) p. 76.

serrent au S d'un cyclone se déplaçant rapidement vers l'O, de l'Amérique du N à l'Europe entre les parallèles 55° et 60° N. En revanche, les crêtes représentent le rebord septentrional d'une aire de haute pression qui se déplace également vers l'E au S du parallèle 40° . Ces situations illustrent fort bien le rapport entre l'existence des vents d'O rapides et la double impulsion des coulées cycloniques nées sur la bordure méridionale de la calotte polaire et des vastes tourbillons anticycloniques, issus de l'air chaud tropical⁽¹⁴⁾.

En réalité, une étude plus précise de la répartition des vitesses dans la haute troposphère indique souvent l'existence de plusieurs jets séparés et parallèles entre eux. Au-dessus de l'Amérique du N et de l'Atlantique Occidentale, S.M. SEREBRENY et ses collaborateurs ont montré que les situations de circulation zonale rapide sont toujours caractérisées par les écoulements parallèles des trois jets-stream : le jet subtropical au S du parallèle 30° , le jet polaire aux environs du parallèle 40° et le jet arctique entre 55° et 60° ⁽¹⁵⁾. En Europe, une étude systématique de la position des jets en fonction des types de circulation reste à faire. Il semble bien que différents cas puissent se produire. Tantôt dans la moyenne troposphère, apparaît en dehors du jet subtropical, un jet double dont l'existence est concrétisée par le resserrement des isohypses à des latitudes différentes ; ainsi le 25 janvier 1960 un jet rapide, le jet arctique évolue à la latitude 55° sur la bordure du secteur méridional d'une coulée cyclonique se déplaçant rapidement du Groenland à l'Islande, tandis que le jet polaire s'étale des Açores au centre de la Péninsule Ibérique (fig. 2-11-c). Tantôt, l'expulsion des coulées froides est si importante que le jet arctique glisse vers des latitudes

(14) P. PEDELABORDE (518) p. 68.

(15) S.M. SEREBRENY, E.J. WIEGMAN et R.G. HADFIELD (639) p.143.

plus méridionales et tend à rejoindre le jet polaire sur la façade atlantique, comme le suggère justement la situation zonale rapide des 31 janvier et 1er février 1961.

b) Le développement des ondulations.

Le ralentissement du jet est associé à une augmentation de l'amplitude des ondes apparues lors de la phase zonale rapide. Avec une vitesse plus faible du jet, 70 à 150 km/h selon P. QUENEY, les courants d'ouest suivent un tracé nettement ondulé. Dès lors, les vallées froides et les crêtes chaudes, s'agrandissent et prennent une forme quasi symétrique.

C'est que se développent déjà des mouvements méridiens qui viennent ralentir le courant zonal. Les coulées polaires s'étalent en direction du S provoquant l'allongement de la vallée froide, tandis que simultanément une poussée d'air chaud déforme le courant en direction du N. Cet accroissement de l'amplitude s'accompagne en revanche d'une diminution de la longueur d'onde, de sorte que les ondulations sont plus nombreuses : deux vallées froides bien dessinées entre l'Amérique du Nord et l'Europe. Corrélativement, le déplacement de ces ondes se fait plus lentement ; l'axe d'une ondulation met plusieurs jours pour traverser d'O en E l'Atlantique.

Une telle évolution est remarquablement illustrée par la circulation troposphérique de la fin du mois de novembre 1956 (fig. 2-11-D). Le 26 et 27 novembre, une circulation rapide zonale entraîne un puissant flux d'O du Canada à l'Europe du NO. Mais dès le lendemain 28, tandis que se dessine une crête sur le versant septentrional d'une cellule chaude anticyclonique au-dessus des Açores, les vallées froides se creusent le long de la côte atlantique de l'Amérique du N et sur l'Europe occidentale principalement. Enfin le 29, le gauchissement

de la surface isobarique s'accroît et les isohypses décrivent une ondulation régulière qui s'étale des Açores à l'Islande, bordée de chaque côté par des éléments méridiens du jet polaire. En réalité, ce gonflement rapide du courant d'O et l'extension de l'air chaud marquent le début d'une nouvelle phase évolutive de la circulation des courants d'ouest, caractérisée par une stagnation de plusieurs jours de la crête anticyclonique.

c) La circulation lente méridienne.

L'accentuation de l'instabilité des courants d'O se traduit par un accroissement du nombre des ondulations et de leur amplitude. Les courants d'O décrivent de véritables méandres qui stagnent pendant que la vitesse de la composante O du flux d'altitude continue à diminuer pour descendre au-dessous de 70 km/h.

Car, les mouvements méridiens se renforcent, entraînant dans des sens opposés de puissantes advections de masses d'air de natures thermiques différentes. Les coulées polaires continuent à se déplacer vers le S et commencent à atteindre les basses latitudes tempérées, voire les latitudes subtropicales. Elles encadrent dès lors une crête qui s'étire vers le N, provoquant l'arrivée d'une cellule d'air chaud dans la moyenne troposphère des latitudes septentrionales. Déjà une structure cellulaire apparaît ; aux extrémités des coulées se détachent nettement des colonnes d'air froid à tourbillon cyclonique que l'on a pris l'habitude de désigner sous le nom de goutte froide, tandis que la base de la crête d'air chaud tend à se détacher du reste du flux subtropical.

L'évolution de la circulation atmosphérique au-dessus de l'Atlantique N durant la première décade de novembre 1962 correspond à ce schéma général. Deux gouttes froides (-25° à 500 mb)

détachées aux extrémités de coulées polaires se déplacent vers le S, le long des retords d'une crête d'air chaud de grande amplitude et de tracé grossièrement symétrique par rapport à un axe méridien traversant les Açores. A l'Est, la goutte froide atteint déjà la Péninsule Ibérique en même temps qu'une cellule anticyclonique se détache au-dessus de la Scandinavie. Ainsi sur l'Europe, à la limite de l'anticyclone Scandinave et de la cellule froide ibérique s'établit une circulation d'E, véritable circulation secondaire selon P. QUENEY⁽¹⁶⁾, qui provoque une rupture dans le grand flux d'O.

Ces circulations secondaires se développent surtout avec le déplacement des gouttes froides plus rapide que celui du dôme anticyclonique d'air chaud. Alors que celui-ci s'étale dans les hautes latitudes, les cellules froides s'enfoncent dans sa racine qui tend ainsi à se déformer.

Dès lors dans un même fuseau méridien une inversion thermique selon la latitude s'ébauche, caractérisée par l'installation d'une "goutte froide" isolée dans les latitudes moyennes inférieures et par la présence d'une cellule chaude anticyclonique dans les latitudes supérieures. Cette évolution qui se produit sur l'Europe Occidentale, prend des aspects différents en fonction de l'origine et du déplacement de la goutte froide. Ainsi, la cellule chaude anticyclonique se maintient sur l'Europe du NO alors que la colonne tourbillonnaire froide peut suivre deux trajectoires différentes dont dépendent les natures des circulations secondaires s'établissant sur le flanc méridional de la crête chaude. La comparaison des situations du 22. mai 1959 et du 11 mars 1955 est significative à cet égard. Dans le premier cas, la cellule froide provient du NO

(16) P. QUENEY op. cit.

de l'Atlantique et se dirige sur le Bassin Méditerranéen⁽¹⁷⁾ activant sur l'Europe du NO un flux de SE chaud et humide d'origine méditerranéenne, le long de la bordure S de l'anticyclone chaud qui commence à se détacher sur le Mer du N. Dans le deuxième exemple, le cellule froide qui ronge la racine de la crête chaude au-dessus des Iles Britanniques, provient de la Scandinavie et de l'Europe continentale et alimente un flux froid, plus sec sur l'Europe du SO.

Mais également, les "gouttes froides" qui glissent le long des flancs de la crête chaude peuvent converger vers la base de cette dernière. Dès lors la crête chaude, sapée à la base, prend une forme originale que les météorologistes américains ont désignée d'une façon suggestive par la lettre grecque "omega". En fait, arrivée à ce stade, la crête se déforme mais ne se développe guère et stagne désormais, c'est la phase de "blocking" qui s'installe.

d) La circulation bloquée et la dégénérescence de la circulation d'O.

Le régime de blocage⁽¹⁸⁾ est défini par l'isolement dans la troposphère moyenne d'une cellule anticyclonique d'air chaud qui se stabilise dans les latitudes moyennes élevées, le plus souvent au N du parallèle 45°.

Ce type de situation a été particulièrement étudié par les météorologistes, car il représente un des éléments essentiels de la circulation générale de l'atmosphère dans les latitudes moyennes.

(17) P. ESTIENNE et A. GODARD (213) p. 192, présentation d'un même type de situation, le 11 juillet 1955.

(18) " id. " p. 131.

Les formes de circulation qui correspondent à ce stade sont en réalité fort diverses. Elles varient de la simple crête chaude, symétrique immobile à la situation oméga, en passant par des crêtes dissymétriques ou doubles, compte tenu de la classification précise de M. GEB⁽¹⁹⁾. D'autre part, les "blockings" peuvent constituer des éléments isolés ou se répéter sur de faibles distances pour former des groupements étendus⁽²⁰⁾. Leur durée est également variable, de 3 à 23 jours selon P. PEDELABORDE, de 3 à 54 jours, en Europe, selon E.T. STRINGER⁽²¹⁾, encore que les météorologistes ne soient pas entièrement d'accord sur la longueur de la période à partir de laquelle on peut considérer une ondulation stabilisée comme un blocking. Ainsi, D.F. REX⁽²²⁾ estime qu'une situation de blocage doit correspondre à une stabilisation de la crête sur plus de dix jours, alors que les météorologistes allemands H. BREZOWSKY, H. FLOHN et P. HESS⁽²³⁾ admettent qu'un "blocking" peut être défini par une situation qui reste stable pendant trois jours au moins.

Mais principalement, le régime de blocage est caractérisé par une évolution qui aboutit à la fragmentation du courant zonal. De fait, non seulement, la crête est stable, mais encore elle est détachée du reste du flux zonal chaud, par le rapprochement des gouttes froides qui tendent à s'unir. Aussi reprenant les idées de GARRIOT (1904), D.F. REX retient-il les critères suivants d'identification d'un blocking⁽²⁴⁾ :

- un dédoublement, une "bifurcation" selon E.S. SUMNER⁽²⁵⁾, du courant d'O.

(19) M. GEB (262) p. 20.

(20) C.G. ROSSBY op. cit. - H. LAMB (366) p. 108.

(21) P. PEDELABORDE (512) p. 82 - E.T. STRINGER (659) p. 250.

(22) D.F. REX (584) p. 197.

(23) H. BREZOWSKY, H. FLOHN et P. HESS (84) p. 191.

(24) D.F. REX op. cit., S. PETTERSEN (538) p. 277.

(25) E.J. SUMNER (664) p. 300.

- un transport de masse élevé, effectué par ces deux branches,
- chaque branche du courant d'O s'étend au moins sur 45° de longitude,
- un passage brutal du flux zonal rapide à la circulation méridienne dans la région du dédoublement du flux d'ouest.

La première décennie de février 1964 offre un exemple remarquable de début d'installation de blocking sur la façade atlantique de l'Europe, selon le modèle "omega". Le 9 février (fig. 2-12-A), la carte présente une disposition caractéristique des isohypses de la surface isobarique 500 mb, qui suggère une rupture brutale des courants d'O. Au N, une branche plus rapide contourne la cellule anticyclonique stagnant plusieurs jours au SO des Iles Britanniques et semble représenter le jet polaire interférant peut-être avec le jet arctique entre l'Islande et la Scandinavie. Au S, un flux d'O plus lent ondule faiblement le long du parallèle 30° et se renforce néanmoins sur la bordure des secteurs méridionaux des gouttes froides où il doit y avoir interaction entre cette branche du jet polaire et le jet subtropical comme E.R. REITER et L.F. WHITNEY l'ont constaté au-dessus des USA, à partir de l'analyse des photographies de satellite⁽²⁶⁾.

Cependant, cette forme de blocking n'est pas une situation figée, car les gouttes froides continuent à évoluer vers le S. Plus exactement, elles continuent à converger, de sorte qu'elles finissent par se rejoindre. Ainsi au S de l'anticyclone, il y a convergence de l'air chaud subtropical dont l'advection est provoquée par l'aspiration de la colonne tourbillonnaire froide venue du NO, et de l'air très froid accompagnant la

(26) E.R. REITER et L.F. WHITNEY (582) p. 438, en particulier.

colonne cyclonique originaire du NE, selon une évolution décrite par H. BREZOWSKY et col⁽²⁷⁾. Finalement, après fusion des deux gouttes froides une seule dépression peut s'installer et stagner juste au S de la cellule anticyclonique qui est dès lors complètement séparée de la branche méridionale du courant d'ouest, ce qui constitue la 4ème phase du cycle décrit par J. NAMIAS et P. CLAPP⁽²⁸⁾, cf. la situation du 22 février 1959 sur l'Europe Occidentale (fig. 2-12-B).

Ainsi, il se produit une véritable rupture dans la circulation zonale, désignée sous le nom de cutoff high⁽²⁹⁾ ou cutoff anticyclone. Par suite la circulation des grands courants d'O est complètement remplacée par une série de mouvements cellulaires. Ceux-ci peuvent même se déplacer d'E en O dans le sens opposé de la circulation zonale. Une étude détaillée a montré que la position du "blocking high" fluctue que, particulièrement lors des derniers jours de son existence, l'ondulation de grande amplitude se déplace vers l'O, devenant rétrogressive avec une vitesse négative⁽³⁰⁾. Bien plus, si de nombreuses coupures d'ondulations anticycloniques sont provoquées par les déplacements de "gouttes froides" évoluant le long de la façade sud-ouest du "block", ex. le 23 mai 1959, des gouttes froides qui progressent sur l'autre façade du bloc peuvent être responsables de ruptures de crêtes chaudes en se déplaçant rapidement vers l'O, comme le prouve la situation du 29 juin 1953 (fig. 2-12 - C-D).

Cependant, le résultat est toujours le même, c'est-à-dire que l'inversion de circulation ébauchée lors du stade pré-

(27) H. BREZOWSKY et col... (34) p. 192.

(28) J. NAMIAS et P. CLAPP (472) p. 560.

(29) E. PALMÉN (499) p.27 et S. PETTERSEN (538) p. 244.

(30) S. PETTERSEN (538) p. 141.

cédent devient spectaculaire : une cellule chaude stagne dans les régions les plus septentrionales alors que sur le même méridien une goutte froide s'installe dans les latitudes moyennes inférieures. Cette dernière peut apparaître sans être liée pour autant à la formation d'un cutoff high ; dans le cadre d'une autre évolution.

e) Une autre forme d'évolution de la circulation zonale : l'isolement d'une dépression à l'intérieur des courants d'O (cutoff low).

A partir de la circulation zonale au S du flux d'O rapide, il peut se produire un autre type d'évolution qui aboutit à la formation d'une dépression isolée, stagnant à la limite des latitudes moyennes et des latitudes subtropicales (fig. 2-10-3a).

Cette évolution qui se termine par la création d'un cutoff-low a été décrite par E. PALMÉN (1951), par S. PETTERSSSEN (1956) et par E. REITER (1961) à partir des travaux de HSIEH (1949)⁽³¹⁾. Cette fois, l'instabilité des courants d'O ne se traduit pas par le développement d'ondulations anticycloniques séparées régulièrement par des vallées froides. A l'origine, les courants d'O se décomposent en plusieurs bandes parallèles qui s'écoulent à des vitesses différentes. Sur la plus méridionale et la plus rapide de ces bandes se développe une vallée à l'intérieur de laquelle apparaît rapidement un mouvement tourbillonnaire cyclonique, ex. le 2 janvier 1958 (fig. 2-12-E). Or, cette colonne froide finit souvent par se stabiliser sur la façade SO de l'Europe. Ainsi, entre les Açores.

(31) Travaux de HSIEH YIPING (313) cités par E. PALMÉN (500) p. 616, S. PETTERSSSEN (538) p. 247, et E. RETTER (577) p. 320.

Madère et la façade occidentale de la Péninsule Ibérique s'établit un "bloc cyclonique"⁽³²⁾, tandis que continue à régner une circulation zonale et plus rapide dans les latitudes plus septentrionales, ex. situation du 21 mai 1962.

Néanmoins, quel que soit le type d'évolution, les cellules à mouvements tourbillonnaires opposés diminuent de dimensions, les différents blocs s'amenuisent progressivement et disparaissent pour faire place de nouveau à un flux d'O généralisé, et plus rapide⁽³³⁾. Dès lors, la "boucle est bouclée" et le cycle est fermé. Or, à la fin de ce cycle, les cellules anticycloniques détachées ont participé au réchauffement des latitudes septentrionales et les gouttes froides au refroidissement des régions subtropicales. En d'autres termes, l'instabilité des grands courants d'ouest à contribuer à la formation des tourbillons turbulents et à assurer les échanges méridiens de chaleur. Ce serait donc pour permettre ce transport d'énergie que les ondulations des grands courants d'ouest évoluent selon les modalités que nous venons de décrire.

2°) Les origines de l'instabilité des courants d'ouest.

Ainsi, l'instabilité des courants d'O contribue à la formation des tourbillons turbulents qui assurent les échanges d'énergie et de quantité de mouvement entre les basses latitudes et les hautes latitudes. Ces transferts méridiens sont principalement assurés par les ondulations de forte amplitude et les "blockings". En particulier, le transport de moment vers le pôle est effectué par les grandes ondulations inclinées du SO au NE⁽³⁴⁾. En outre, des calculs complexes effectués à l'échel-

(32) H. LAMB op. cit.

(33) E.J. SUMNER (664) p. 308.

(34) E. REITER (579) p. 113

le de la planète par les chercheurs américains dirigés par A. WIIN-NIELSEN (1963-1964) ont montré que plus de la moitié de l'énergie était transportée à travers les latitudes moyennes par les quatre premières grandes ondes⁽³⁵⁾. En revanche, les échanges d'énergie sont réduits durant la circulation zonale rapide ; de petites ondulations et des tourbillons de petite échelle doivent se développer de chaque côté de l'axe du courant rapide et accomplir un transfert limité de chaleur. Mais bientôt, ils ne sont plus capables d'effectuer les échanges nécessaires lorsque les contrastes entre les régions de bilan énergétique négatif et celles de bilan positif deviennent trop importants. Par suite le courant d'ouest ondule puis se divise en circulations cellulaires bloquées pour assurer le transport de chaleur en direction des hautes latitudes.

Toutefois, la connaissance du rôle des ondulations du jet dans la circulation générale et dans la genèse des "eddies" ne constitue pas une explication de la formation de ces ondulations qui deviennent instables. Or, comme le fait remarquer P. QUENEY⁽³⁶⁾ cette explication représente "le problème le plus important de la météorologie dynamique" et par suite de la climatologie générale. Mais en l'état actuel de la recherche, il n'est guère possible de donner une solution satisfaisante, bien que de nombreux météorologistes se soient efforcés d'analyser les principaux facteurs et d'en dégager les mécanismes.

a) Les facteurs géographiques.

Justement, P. QUENEY rappelait récemment la première théorie explicative de ROSSBY (1945) reposant sur le principe

(35) A. WIIN-NIELSEN, J.A. BROWN et M. DRAKE (731) p. 266,
(732) p. 169.

(36) P. QUENEY (568) p. 285.

de la stabilité horizontale des courants d'O due à la rotation et à la forme de la terre⁽³⁷⁾. Ainsi, par suite de cette stabilité, une partie des courants d'O dévie horizontalement dans le sens méridien tend à revenir sous l'effet d'une force à sa position initiale donc à onduler. Il en résulte une série d'ondulations dont les longueurs d'onde et les vitesses de propagation dépendent, nous l'avons vu, de la vitesse du courant d'ouest⁽³⁸⁾. Comme la différence entre la vitesse des courants d'O et celle des ondulations augmente avec la longueur d'onde, il existe une vitesse critique des courants d'O pour laquelle les ondes deviennent stationnaires et le nombre de ces ondes est inversement proportionnel à cette vitesse de résonance du courant zonal. A son tour, l'apparition des ondulations ralentit le courant zonal et au-dessous de la vitesse de résonance les ondulations deviennent instables.

Or pour ROSSBY, les causes fondamentales du déplacement horizontal du courant d'ouest sont d'ordre géographique, comme les contrastes thermiques entre les continents et les mers. Un réchauffement relatif tend à déplacer vers le N le courant d'O, à créer une ondulation anticyclonique. En revanche, une accumulation d'air froid provoque une expulsion froide vers le S et donc un détour de courant d'O vers le S, vallée cyclonique. Selon P. PEDELABORDE, la grande vallée planétaire sur l'Eurasie en hiver est due à l'accumulation par rayonnement d'une pellicule d'air froid dont l'étalement entraîne l'affaissement de la moyenne et haute troposphère⁽⁴⁰⁾.

Les grandes ondulations stationnaires sont donc liées à la répartition des "sources" et des "puits" de chaleur :

(37) P. QUENEY (567) p. 272.

(38) cf. supra p. 291.

(39) cf. les formules de calcul de la vitesse critique,

$$\bar{U}_c = \beta \left(\frac{L}{2\pi} \right)^2$$
 de la longueur d'onde stationnaire $L_s = 2\pi \sqrt{\frac{UR}{2 \Omega \cos \varphi}}$
 dans S. PETTERSSSEN (533) p. 145 ou R, rayon moyen de la terre, β la variation du paramètre de cariolis selon la latitude.

(40) P. PEDELABORDE (511) p. 20.

anticyclones subtropicaux et crêtes chaudes, dépression iran-daise et vallée froide.

Les courants d'O sont également déviés par les grands massifs montagneux, et pour certains auteurs, cette action orographique représente un facteur plus important que la distribution de la chaleur à la surface du globe. Ainsi, B. BOLIN (1950) souligne que le calcul et l'observation prouvent que les Montagnes Rocheuses provoquent l'ondulation des courants d'ouest, avec d'abord une déformation anticyclonique, et que les vagues créées sont en résonance avec la crête qui apparaît fréquemment sur la façade atlantique de l'Europe⁽⁴¹⁾. De même, H. FLOHN insiste sur le fait que les ondulations naissent derrière les grands massifs montagneux, à l'est des Montagnes Rocheuses⁽⁴²⁾. Et, récemment H.H. LAMB (1972) illustre avec clarté le mécanisme de déformation du courant principal d'O qui se heurte à une grande barrière due à un obstacle du même ordre de grandeur que celui de l'inlandsis groenlandais (fig. 2-13-A). Surtout, son étude fréquentielle de la distribution des crêtes et des vallées le long du parallèle 50°N, suivant les cartes moyennes de 5 jours, confirme la haute fréquence des crêtes sur les Montagnes Rocheuses, et sur la Mongolie, au N du Tibet⁽⁴³⁾.

En réalité, ces deux facteurs géographiques interfèrent pour donner des ondes stationnaires dont les caractères varient malgré la stabilité des causes topographiques. Car, de leur côté, les contrastes thermiques non seulement se modifient comme nous l'avons déjà vu, d'une saison à l'autre, mais encore pour une même saison ils présentent des variations interannuel-

(41) B. BOLIN (77) p. 189.

(42) H. FLOHN (233) p. 98.

(43) H.H. LAMB (366) p. 99 et p. 152.

les très sensibles. En effet, J. NAMIAS, 1964 a démontré que les raisons du maintien de blocking réside dans le réchauffement et le refroidissement anormaux de régions de la zone des latitudes moyennes. Ainsi, les fréquents blockings apparus sur l'Europe du NO entre le printemps 1958 et l'hiver 1960 sont liés à une augmentation du gradient thermique ouest-est à la surface de l'Océan Atlantique, dans les latitudes moyennes supérieures. Le réchauffement de l'Océan sur la bordure européenne par opposition au refroidissement de la façade américaine accentue la déformation du courant d'O ; la chaleur sensible transmise aux basses couches de l'atmosphère provoquant le développement rapide et la stabilité de la crête du courant zonal sur l'Europe du NO⁽⁴⁴⁾. Mais, ces anomalies de la température de la surface de l'Océan interfèrent également à la fin de l'hiver et au début du printemps, avec l'action du sol sur le bilan radiatif. Ainsi, l'extension de la couverture neigeuse entraîne l'augmentation de l'albedo, la diminution de l'énergie absorbée, et par voie de conséquence, une accumulation de l'air glacé dans les basses couches qui favorise le développement des coulées froides. Par contre, le réchauffement rapide d'un sol dégagé favorise l'entretien d'une crête du courant supérieur.

Aussi, les modifications des facteurs géographiques, des bilans radiatifs à l'intérieur même de la zone des latitudes moyennes se répercutent-ils sur les formes d'écoulement des courants d'O. Cependant, nous savons que les courants d'O ne puisent pas uniquement leur énergie dans la seule zone tempérée, mais principalement dans le contraste thermique méridien entre régions polaires et régions subtropicales. Or, les fluctuations de ce contraste thermique agissent sur les variations de vitesse du courant d'O dont la forme d'écoulement dépend à son tour de l'intensité de cette vitesse.

(44) J. NAMIAS (459) p. 401.

b) Les causes dynamiques de l'écoulement instable

Des études détaillées de l'évolution des blockings dans les latitudes moyennes ont montré que les grandes crêtes stabilisées sont toujours associées à une circulation zonale rapide développée en amont, c'est-à-dire plus à l'O. Ainsi D.F. REX insiste sur la liaison entre la présence d'une grande crête bloquée sur l'Europe du NO et l'existence d'un rapide et étroit courant d'O au-dessus de l'Amérique du Nord⁽⁴⁵⁾. Une accélération des courants d'O, l'apparition d'un jet stream puissant, avec une forte variation verticale de sa vitesse sur une faible distance, un cisaillement, est suivie brutalement en aval par un développement des ondulations instables qui évoluent rapidement vers le blocking.

C'est que l'écoulement du courant d'O est soumis aux lois de la mécanique des fluides. Celles-ci indiquent que seuls des cisaillements réduits, c'est-à-dire de faibles variations verticales de vitesse, permettent un écoulement stable et linéaire du courant⁽⁴⁶⁾. Mais, si de brusques changements de vitesse se produisent et si l'accélération de certaines portions du courant d'O dépasse un certain seuil⁽⁴⁷⁾, le courant devient turbulent et décrit des ondulations instables qui finissent par se détacher en tourbillons. Les vibrations des courants d'O résulteraient donc de leur propre dynamique. D'autre part, les modifications rapides de vitesse dans le sens horizontal au voisinage du jét se traduisent par l'apparition de petites perturbations ondulatoires qui diminuent la stabilité

(45) D.F. REX (585) p. 207.

(46) G. DADY (144) p. 34.

(47) En physique, ce seuil qui marque le passage de l'écoulement linéaire à l'écoulement turbulent est défini par le nombre de Reynolds qui est proportionnel à la vitesse, la densité du fluide, la largeur du fluide et indirectement proportionnel au coefficient de viscosité.
cf. GODSKE et col(272) p. 424.

du courant selon M. PALOMARES CASADO⁽⁴⁸⁾. La nature de ces ondes, ou creux, dépend de la direction du gradient horizontal de la vitesse d'après les analyses effectuées par R. LONG⁽⁴⁹⁾ (fig. 2-13-B). Ces petites ondulations doivent finalement se superposer avec les vibrations provoquées par l'augmentation du cisaillement vertical.

Or, les ondes qui en résultent doivent venir à leur tour interférer avec les ondulations mobiles et courtes dont la longueur d'onde est de l'ordre de 2500 à 4300 km à la latitude 50° N⁽⁵⁰⁾ et qui sont provoquées par l'instabilité barocline, créée nous le savons, par les puissants mouvements verticaux de l'air froid et de l'air chaud au-dessous du jet polaire. A moins que les ondes d'origine dynamique contribuent directement à déclencher ces ondulations de l'instabilité barocline du front polaire qui, nous le verrons, jouent un rôle primordial dans la cyclogénèse. Quoi qu'il en soit, l'évolution de l'écoulement ondulatoire des courants d'O doit résulter de la superposition d'ondulations mobiles instables, de perturbations, à des ondes stationnaires de grandes dimensions qui trouvent leur origine principalement dans l'action des facteurs géographiques. Ces perturbations en échangeant leur énergie cinétique avec le flux moyen, participeraient à la formation des tourbillons de turbulence et à l'entretien de la circulation d'O dans les latitudes moyennes, selon une des hypothèses émises par E.N. LORENZ⁽⁵¹⁾.

Reste à déterminer les facteurs qui peuvent participer à l'apparition de ces perturbations qui déforment le flux d'O,

(48) M. PALOMARES CASADO (506) p. 140.

(49) R. LONG (398) p. 200.

(50) J. VAN MIEGHEM, P. DEFRISE et J. VAN ISACKER (700) p. 234.

(51) E.N. LORENZ (406) p. 248 (408) p. 124 (410) p. 11.

à connaître les causes qui tendent à accélérer le jet, à lui donner une vitesse maximum à l'origine du mouvement ondulatoire instable de hautes fréquences⁽⁵²⁾.

Depuis les travaux de ROSSBY, les climatologues ont attribué un rôle décisif à l'action des mécanismes de la zone froide sur la circulation d'O des latitudes moyennes. Ainsi, l'accumulation de l'air froid dans le bassin arctique au cours de l'hiver accroît le gradient thermique méridien, accélère la succession des colonnes froides à tourbillon cyclonique qui provoquent la concentration des courants d'O et l'augmentation de leur vitesse. Dès lors, le seuil de vitesse critique est dépassé et le mouvement ondulatoire instable aboutit au régime de blocage. Or, si la dégénérescence de la circulation d'O en cellules isolées permet des échanges de chaleur dans la haute troposphère, la présence de "blocking" en hiver sur l'Europe du NO et en particulier sur la Scandinavie, entretient par rayonnement nocturne élevé, l'accumulation d'air froid dans les basses couches de la troposphère. Ainsi, le blocking constitue en hiver, écrit J. NAMIAS, 1950⁽⁵³⁾, un réservoir d'air froid qui vient augmenter le volume d'air arctique et par conséquent accroître le gradient thermique, d'où, à nouveau une accélération du jet qui provoque une instabilité, responsable du développement des méandres et le cycle recommence. C'est en fonction de ce processus évolutif que J. NAMIAS explique les nombreux cycles de circulation qui se succèdent à la fin de l'hiver et au début du printemps. Dans sa thèse, P. PEDELABORDE démontre que les mouvements méridiens à l'intérieur du flux zonal, trouvent leur origine dans les mécanismes déclenchés par l'accumulation d'air froid dans le bassin arctique. Pour lui en effet, les coulées issues de cette calotte froide

(52) C.Y. TSAY et S.K. KAO (689) p. 299.

(53) J. NAMIAS (466) p. 136.

polaire provoquent directement l'augmentation de l'amplitude des vagues et aboutissent au blocage⁽⁵⁴⁾. Il est certain que l'observation des cartes à 500 mb montrent fréquemment des déplacements de cellules polaires ou arctiques vers le S associés à des vallées de grande amplitude.

Mais, nous avons vu également d'après les travaux de J. BJERKNES que l'augmentation de la vitesse des westerlies des latitudes moyennes peut être entretenue par un renforcement de la circulation de HADLEY, dû lui-même à un réchauffement équatorial. Il n'est donc pas impossible que les évolutions de la circulation zonale d'O soient également sous la dépendance des mécanismes tropicaux. Ainsi J. BJERKNES a montré que pour les hivers 1952, 1953 et 1958 l'accroissement de la température (3° à 4° C) de la surface orientale de l'Océan Pacifique aux latitudes équatoriales a bien provoqué une accélération des courants d'O sur l'Amérique N, or, ces mêmes hivers ont été caractérisés par une fréquence élevée de la circulation méridienne et des blockings sur l'Europe ! Ces faits semblent donc confirmer l'hypothèse émise par J. NAMIAS (1963) sur l'existence de liens étroits entre les variations régionales de la cellule de HADLEY et les ondulations planétaires des courants d'O⁽⁵⁵⁾. Auparavant, des météorologistes avaient déjà souligné le rôle des advections chaudes tropicales sur les déformations des courants d'O. Ainsi, pour F. DEFANT et H. TALBA les méandres de ces courants d'ouest peuvent être provoqués, même au coeur de la saison froide par des intrusions du jet subtropical, par des "impulsions subtropicales" qui participent à la formation des blockings en intervenant sur la structure et la localisation du jet polaire⁽⁵⁶⁾. De son côté, le météorologiste espagnol

(54) P. PEDELABORDE (512) p. 84.

(55) J. NAMIAS (468) p. 436.

(56) F. DEFANT et H. TABA (158) p. 431

M. MEDINA⁽⁵⁷⁾ constate la fréquence en hiver des invasions d'air chaud sur la Péninsule Ibérique qui sont à l'origine des ondulations anticycloniques du courant subtropical. Bien sûr, ce type d'ondulation anticyclonique sur le SO de l'Europe est toujours associé à une vallée froide axée sur l'Atlantique entre les Açores et la façade portugaise et l'on peut se demander, si la poussée d'air subtropical n'est pas plutôt le résultat que la cause de l'ondulation du courant d'O. Néanmoins, il est un fait sur lequel il faut attirer l'attention. L'analyse des graphiques de la composante zonale des vents d'O met en évidence au-dessus des stations tropicales et subtropicales africaines qui sont situées dans le même fuseau méridien que la Péninsule Ibérique, KENITRA et Fort TRINQUET (fig. 2-3), une accélération des vents d'O, c'est-à-dire une accélération du jet subtropical, en février et au début du printemps avril-mai, justement à des époques de l'année où les formes de circulation méridienne et les blockings sont les plus fréquents en Europe occidentale et sur l'Atlantique orientale ! On est donc en droit de se demander si l'évolution des méandres des westerlies n'est pas due également à l'instabilité dynamique du jet subtropical lorsqu'il dépasse une vitesse critique. Il faudra d'autre part étudier de plus près selon des démarches qui dépassent l'objet de cette thèse, les raisons de la coïncidence de la faible pluviosité actuelle (1969-1975) que connaît les régions océaniques de l'Europe, avec l'intensification de la sécheresse au Sahel, résultat selon J.G. CHARNEY, de l'accroissement de l'albedo, dû lui-même au surpâturage⁽⁵⁸⁾.

De plus, il doit exister dans les régions tempérées, elles-mêmes, des mécanismes qui contribuent à modifier les

(57) M. MEDINA (437) p. 260.

(58) J.G. CHARNEY (111) p. 20.

vitesse des westerlies et donc à les placer dans des situations d'instabilité. En particulier, nous retrouvons là le rôle de l'échauffement différentiel qui est à l'origine de tourbillons de turbulence. Pour J.G. CHARNEY en effet, de petites perturbations dues aux variations de chaleur à l'intérieur des courants d'O finissent par se développer et par agir sur le flux lui-même en le déformant⁽⁵⁹⁾. Donc, les perturbations issues de la turbulence ayant atteint de grandes dimensions non seulement participent à l'entretien de la circulation atmosphérique, mais doivent également intervenir "de façon essentielle pour créer et modifier des ondulations des courants d'ouest", comme le suggère P. QUENEY⁽⁶⁰⁾ qui reconnaît toutefois que personne n'a proposé une théorie sur les formes de circulation du flux zonal tenant compte de l'action de la macroturbulence.

En résumé, c'est un faisceau de facteurs qui est à l'origine de l'évolution et de l'instabilité des ondulations des courants d'O dans les latitudes moyennes. En fait, ces multiples facteurs doivent intervenir pour faire onduler différemment diverses portions des courants d'ouest, ne serait-ce que pour faire onduler séparément les courants axés sur les deux jets-streams principaux, polaire et subtropical. De fait, l'on ne peut pas toujours comprendre l'évolution de la circulation zonale sur la façade atlantique de l'Europe si l'on ne tient pas compte des évolutions séparées de plusieurs courants qui expliquent qu'un même type de régime, zonal ou méridien existe rarement "à la fois sur tous les méridiens des moyennes latitudes"⁽⁶¹⁾.

(59) J.G. CHARNEY (110) p. 179.

(61) P. ESTIENNE ET A. GODARD (213) p. 131.

(60) P. QUENEY (565) p. 630.

- 3°) Les évolutions séparées des différents jets.

L'analyse statistique des fluctuations des jets sur l'Europe et l'Est de l'Atlantique par W. KRESS⁽⁶²⁾ a confirmé que la présence simultanée des deux jets est un fait permanent au cours de l'année. L'existence séparée de plusieurs jets doit donc s'accompagner de circulations ondulatoires différentes dont les interférences doivent se répercuter à leur tour sur l'évolution des ondes du flux zonal.

Dès 1951, F. BERSON analyse l'évolution d'une circulation double ou mixte du début d'octobre 1945, caractérisée par une circulation bloquée dans les latitudes moyennes avec un anticyclone stable sur l'Europe et par une circulation rapide zonale dans les régions subpolaires. Il constate l'allongement de la vallée stationnaire sur l'Europe au moment du passage sur le même méridien de la vallée du courant septentrional rapide et souligne ainsi les transformations apportées à l'ensemble des ondulations du courant d'O lorsque les ondes des jets séparés sont en phase.

Mais, c'est surtout à P. QUENEY (1952) que l'on doit une présentation claire de l'hétérogénéité des courants d'O. S'appuyant sur des raisons d'ordre mathématique et d'ordre expérimental ; l'auteur présente la circulation zonale comme constituée de deux ou plusieurs bandes de courants d'O séparées par des discontinuités du tourbillon, ces lignes de discontinuité associées aux axes de vents rapides. Ces filets de westerlies, soumis aux actions géographiques analysées précédemment, décrivent alors des mouvements ondulatoires avec l'apparition d'ondes stationnaires aux longueurs d'onde et aux ampli-

(62) W. KRESS 357

F.A. BERSON (40)

tudes différentes⁽⁶³⁾. Dans ces conditions, il n'est pas impossible que dans le cadre de chaque bande de courants d'O, des perturbations mobiles liées aux causes dynamiques viennent interférer avec ces ondes stationnaires et entretenir suivant le processus déjà décrit un mouvement ondulatoire instable qui évolue selon des données différentes de celles des mouvements ondulatoires voisins.

Toutefois, les diverses ondes qui en résultent n'évoluent pas d'une façon entièrement indépendantes. Elles finissent par interférer comme l'ont montré S.M. SEREBRENY et ses collaborateurs⁽⁶⁴⁾, tantôt en phase, tantôt en opposition de phase suivant les méridiens, elles contribuent à modéliser les grandes ondulations mobiles qui apparaissent dans la moyenne et haute troposphère. De fait, de nombreux auteurs ont analysé les relations qui s'établissent entre les ondulations évoluant séparément. Des auteurs comme W.E. HUBERT (1953)⁽⁶⁵⁾ et comme F. DEFANT et H. TABA (1957)⁽⁶⁶⁾ s'accordent pour reconnaître l'extension d'une crête anticyclonique sur l'Atlantique avec le parallélisme des méandres du jet polaire et du jet subtropical. Mais, ce sont surtout F. DEFANT et H. TABA qui ont proposé une explication de l'alternance des régimes de circulation en hiver en fonction de l'interférence des ondulations des deux jets. Les impulsions tropicales déforment à la fois le jet subtropical et le jet polaire entraînant effectivement l'extension en latitude de la crête anticyclonique qui évolue rapidement vers un régime de blocage (fig. 2-14-A). A ce stade, le jet subtropical entoure le bloc anticyclonique "omega", ou cutoff high, tandis que le jet polaire évolue dans les latitudes septentrionales

(63) P. QUENEY (562) p. 105.

(64) S.M. SEREBRENY (639) p. 139.

(65) W.E. HUBERT (315) p. 360.

(66) F. DEFANT, H. TABA (159) p. 261.

suivant une circulation zonale rapide. Seulement, ces deux jets se rejoignent sur le bord nord du bloc anticyclonique où se développe par suite une forte structure barocline, favorable à la formation d'une ondulation cyclonique. Celle-ci provoque alors une puissante expulsion polaire qui déclenche un nouveau mouvement ondulatoire du jet polaire, tandis que le jet subtropical reprend une position plus méridionale et adopte une circulation zonale. Enfin, les ondulations du jet polaire s'atténuent avec la disparition de l'air chaud et des courants plus parallèles s'établissent, ralentissant les échanges de chaleur, augmentant par conséquent le contraste thermique méridien et la vitesse des jets qui recommencent à dessiner des méandres.

Ce modèle est surtout construit autour de l'évolution d'un cutoff high. Or, dans l'Europe du SO les processus qui aboutissent à un accroissement de l'amplitude des ondulations se développent à partir de la stabilisation sur la façade de la Péninsule Ibérique, d'une vallée froide ou d'une goutte froide (cutoff-low), du courant d'O. De fait, il n'est pas rare que l'accélération et l'instabilité de ce courant aboutissent à l'isolement d'une goutte froide cyclonique (cutoff-low), sur l'Europe continentale ou méridionale, tandis que des courants d'O continuent entre les parallèles 50° et 60° à se déplacer rapidement sur la bordure sud de colonnes cycloniques polaires, selon le schéma que nous avons déjà étudié (fig. 2.11-E-F). De son côté, P. RODRIGUEZ FRANCO ⁽⁶⁷⁾ a décrit avec précision la rupture du jet stream polaire à partir de l'allongement d'une vallée froide vers la Péninsule Ibérique où généralement s'isole une dépression froide (fig. 2-14-B). Celle-ci est d'abord entourée par un élément résiduel du jet polaire qui tend à interférer avec le jet subtropical. Mais bientôt, le jet résul-

(67) P. RODRIGUEZ FRANCO (592) p. 43-46 et (599) p. 28-29.

tant s'atténue et la dépression tend à se combler. Son évolution dépend alors des modalités de l'écoulement des courants d'O plus septentrionaux qui continuent à onduler. Lorsqu'une ondulation anticyclonique apparaît au nord de la dépression, celle-ci, coupée du réservoir polaire, s'affaiblit, cf. la situation du 21.5.1962 (fig. 2-11-F). En revanche, lors du passage en phase d'une ondulation cyclonique du courant septentrional, l'advection froide vers le S est activée par la présence de la dépression qui est alors rénovée ou finalement incorporée dans une vallée de très grande amplitude, étendue du Bassin arctique à l'Afrique du Nord. L'exemple de la circulation à la fin d'octobre 1959 illustre fort bien cette évolution qui aboutit à un brusque accroissement des ondulations des courants d'O (fig. 2-14-C-D).

Telle est la complexité de la circulation des courants d'O. Si l'on n'a pas pu encore proposer une théorie globale explicative de la variabilité du mouvement ondulatoire de ces courants, du moins peut-on essayer d'analyser séparément quelques facteurs isolés qui agissent sur l'évolution des ondulations. De même, l'on peut s'efforcer de classer les principaux éléments de ces ondulations et d'en déterminer les fréquences d'apparition selon les régions. Ainsi, une telle recherche limitée dans le cadre de cette étude à l'Europe du SO s'impose pour y préciser l'enchaînement des types de circulation.

- B) LES SUCCESSIONS HABITUELLES DES TYPES DE CIRCULATION SUR

L'EUROPE DU SO.

La variabilité des ondulations, leur fluidité quotidienne rend difficile la mise au point d'une classification des formes de circulation des courants d'O se succédant au-dessus d'une région donnée. Car, il ne s'agit pas d'établir une étude statistique des phases de l'écoulement des courants d'O à l'échelle de tout l'hémisphère N, comme l'a fait B. DZERDZEEVSKII en définissant à cette échelle des mécanismes élémentaires de circulation⁽⁶⁸⁾ et en calculant leurs fréquences. Notre objectif est plus modeste, il consiste à déterminer les principales formes de déplacement dans la moyenne troposphère en fonction des types de circulation sur la façade atlantique de l'Europe afin de dégager les facteurs atmosphériques essentiels des climats régionaux.

1°) Classification des formes de circulation dans la moyenne troposphère.

A partir des grands régimes de circulation, zonal et méridien, entre lesquels fluctuent les courants d'O, plusieurs auteurs ont proposé des classifications des formes d'écoulement de la haute troposphère. Ces types de circulation troposphérique sont généralement établis à partir des configurations isobariques à 500 mb, les formes des ondulations étant concrétisées par la disposition des isohypses à ce niveau. Ainsi, F. BAUR (1963) établit une classification intégrant la direction du jet, sa localisation selon l'écartement des isohypses, et les principaux stades d'évolution des ondulations⁽⁶⁹⁾

(68) B. DZERDZEEVSKII (191) 1956 p. 154.

(69) cité dans J. BLUTHGEN ('76) p. 433.

M. STRIFFLING (1965) fournit sur les mêmes bases une nomenclature cependant plus précise qui tient compte des positions des axes des ondulations et des dépressions isolées⁽⁷⁰⁾. En fonction de ces mêmes principes, nous avons retenu une typologie, reposant sur l'analyse des cartes quotidiennes à 500 mb des B.Q.E., et combinant disposition des isohypses et conditions de durée. Bien sûr, les isohypses ne sont pas des lignes de courant dont la construction réclame une démarche assez longue à partir des lignes d'égales directions des vents⁽⁷¹⁾. Mais, la disposition des isohypses indique cependant en première approximation la direction de l'écoulement de l'air au-dessus d'un lieu, du moins si l'on admet l'hypothèse du vent géostrophique dans la moyenne troposphère, du vent qui souffle parallèlement aux isobares et donc aux isohypses.

En période de circulation zonale, les axes des ondulations se déplacent rapidement, parcourant en général plus de 1000 km en 24 heures ; c'est-à-dire que les deux bordures d'une même ondulation traversent en moins de deux journées l'Europe occidentale et plus particulièrement les régions océaniques de la France et de la Péninsule Ibérique. Aussi, avec ce régime de circulation est-il nécessaire de définir simplement une journée, soit par le passage d'une vallée froide, soit par la traversée d'une crête chaude. Toutes deux sont caractérisées par une inflexion cyclonique ou une inflexion anticyclonique de faible courbure. Dans le tableau utilisé pour le dépouillement, les vallées cycloniques sont ainsi désignées par la lettre minuscule "w" et les ondulations anticycloniques par la lettre majuscule "W".

La difficulté du dépouillement des cartes quotidiennes réside dans l'interprétation des limites entre la crête et la

(70) M. STRIFFLING (660) p. 7 à 9.

(71) La méthode de construction des lignes de courant est présentée d'une façon simple par R.G. BARRY et A.H. PERRY (21) p. 24-25.

vallée au-dessus d'une région, surtout lorsque les courants d'O sont quasi rectilignes. Pour limiter le caractère suggestif du classement des formes, nous avons retenu deux critères : d'abord, bien sûr, l'allure de la courbure des isohypses, ensuite l'écartement de ces isohypses. Les écartements les plus étroits indiquent une accélération de la pente de la surface isobarique donc une accélération du vent et par suite de l'axe du jet ; la vallée commence alors à partir des isohypses les plus rapprochées et s'approfondit sur la gauche du mouvement.

Enfin, un troisième type de forme est défini par la dépression : gw qui se forme à l'intérieur du courant d'O rapide à la suite d'un cutoff low. Elle évolue isolément au S de ce courant qui continue à onduler.

En période de circulation méridienne, les limites d'une ondulation stagnent plus longtemps au-dessus d'un lieu. Dès lors, les courants troposphériques se maintiennent plusieurs jours au-dessus de ce lieu et par conséquent il n'est plus possible dans ce cas de se contenter d'enregistrer le simple passage d'une vallée ou d'une crête. Il faut, cette fois, différencier les versants d'une vallée ou les façades d'une crête, en fonction de la composante méridienne de l'écoulement de l'air. Ainsi, en faisant abstraction des différentes formes des ondulations (crête symétrique, oméga, etc...), nous avons défini la présence de la façade occidentale d'une ondulation anticyclonique par une circulation méridienne sud, "S", et celle de la façade E ou SE par une circulation méridienne nord, "N". De la même façon, les circulations cycloniques sont classées en circulation méridienne Sud, "s", sur le versant oriental de la vallée froide, et en circulation méridienne Nord "n" sur le versant occidental de la vallée. Cette fois encore, comme pour la circulation zonale, la différenciation entre crête et

vallée repose sur la forme de la courbure des isohypses et sur leurs écartements.

La goutte froide évoluant en régime méridien est à son tour définie en fonction de son origine, plus exactement, selon la façade de l'ondulation anticyclonique le long de laquelle elle se déplace vers le S. Ainsi, nous avons fait la distinction entre :

- la colonne dépressionnaire froide, "gn", qui se dirige vers le SO de l'Europe en longeant la bordure orientale de la crête anticyclonique et qui est alimentée directement par de l'air froid venu de Scandinavie, ou continentalisé sur l'Europe.

- et la colonne dépressionnaire, "gs", qui se développe cette fois sur la façade occidentale de la crête et qui arrive sur l'Europe du SO alimentée par de l'air froid modifié lors de sa traversée au-dessus de l'Océan Atlantique.

L'application à un dépouillement quotidien de cette classification simplifiée n'est pas sans soulever un certain nombre de difficultés. C'est d'abord la limite à partir de laquelle une ondulation peut être considérée comme une ondulation de forte amplitude, à ce sujet, nous avons adopté comme critère une amplitude d'au moins 15° en latitude pour une longueur d'onde ne dépassant pas 60° en longitude, entre les parallèles 40° et 50° . D'autre part, à quel moment passe-t-on du stade méridien d'évolution encore rapide des grands méandres (fin du stade II et stade III du cycle à circulation) au stade de circulation méridienne lente et bloquée (stade IV) ? Nous avons alors admis que ce dernier régime est pleinement atteint lorsque la face d'une ondulation de grande amplitude stagne plus de cinq jours au-dessus de la région, cinq jours étant la durée retenue par les météorologistes, comme J. NAMIAS et P. CLAPP, pour établir des cartes moyennes de formes de circulation dans la moyenne troposphère.

Selon ces critères, nous avons réalisé une étude fréquentielle des formes de circulation pour la période 1946-1965 et pour plusieurs stations de l'Europe du SO.

2°) Le rythme annuel des formes de circulation.

Trois formes principales de circulation des courants d'O à l'échelle zonale sont ainsi retenues :

- une circulation zonale rapide : l'axe des vallées et des crêtes, les gouttes isolées restent moins de quarante huit heures sur la région.
- une circulation de transition : ondulations des isohypses de fortes amplitudes et les gouttes détachées se maintiennent entre deux et cinq jours sur la région.
- enfin, une circulation méridienne lente : avec des éléments plus stables, durant plus de cinq jours, et qui sont par suite mieux individualisés.

Soit au total, douze formes élémentaires de circulation générale qui correspondent cette fois à un ordre de grandeur plus petit ; d'échelle synoptique de un à cinq mille kilomètres selon MASSON, de l'ordre de grandeur d'un continent. Cette classification permet par une étude fréquentielle de mettre en évidence les aspects originaux de la circulation des courants d'O sur la façade atlantique de l'Europe, et de souligner également la persistance selon les saisons et selon les régions de quelques types, éléments de circulation qui sont à la base de variations climatiques régionales sur cette façade.

Des graphiques (fig. 2-15) reproduisent les rythmes de ces formes élémentaires de circulation, les gouttes froides isolées dans un courant d'O rapide ayant été rattachée aux vallées froides, compte tenu de leurs faibles fréquences rela-

tives. Le dépouillement a été effectué sur vingt ans (1946-1965) et pour plusieurs régions : Bretagne (Brest), Galice (La Corogne), Meseta Ibérique (Madrid) et façade Centre-Ouest de la Péninsule Ibérique (Lisbonne) dont les données ne sont pas représentées par un graphique mais dont les éléments originaux seront soulignés dans le commentaire. Les résultats ainsi obtenus soulignent plusieurs faits généraux :

a) Les aspects généraux.

La circulation zonale rapide apparaît pendant 40 % des jours, tandis que la circulation méridienne lente et bloquée occupe à elle seule 42 % de l'année. Ces résultats sont en conformité avec ceux obtenus par R. MURRAY et R.P. LEWIS qui avec l'emploi d'un indice de progression montrent que sur les Iles Britanniques la circulation entre les années 1940 et 1964 est plus lente qu'au début du siècle⁽⁷²⁾. C'est là peut-être une première originalité de la circulation générale sur la façade atlantique de l'Europe, car de son côté B.L. DZERDZEEVSKII étudiant la circulation générale à l'échelle de tout l'hémisphère conclut à un renforcement de la circulation zonale à partir de la décennie 1920-1929⁽⁷³⁾.

Il semble bien en effet que la circulation a une tendance à être beaucoup plus lente sur la façade de l'Europe occidentale, alors que les courants d'O rapides faiblement ondulés dominant sur la bordure atlantique de l'Amérique du N. Depuis longtemps, les météorologistes comme D.R. REX 1950, ont attiré l'attention sur le fait que les régimes de blocage sont les plus fréquents dans les bandes méridiennes des latitudes moyennes, comprises entre les longitudes 5 et 15°W d'une part, 135

(72) R. MURRAY et R.P. LEWIS (466) p. 195.

(73) B.L. DZERDZEEVSKII (192) p. 755.

et 165° O d'autre part⁽⁷⁴⁾. Bien plus, les crêtes anticycloniques ont tendance à se fixer plus fréquemment sur cette façade océanique européenne. En phase de circulation méridienne lente, les crêtes de forte amplitude sont un peu plus fréquentes, 22 %, que les vallées, 20 %. Nous savons déjà d'après les travaux de H.H. LAMB qu'à la latitude 50° les crêtes sont plus fréquentes face à l'Europe que sur la côte Atlantique de l'Amérique du Nord où en revanche, les vallées tendent à dominer⁽⁷⁵⁾. Tout se passe donc comme si le continent européen freinait l'écoulement des grands courants d'O et dont l'effet viendrait s'ajouter à celui de la barrière des Montagnes Rocheuses pour entretenir une ondulation anticyclonique stationnaire⁽⁷⁶⁾. Ce trait fondamental de la géographie de la circulation zonale concorde d'ailleurs avec l'étude antérieure de L.P. STARK concernant à peu près la même période (1949-1963). Sur des bases différentes, puisqu'il analyse des cartes mensuelles à 700 mb établies à partir des moyennes de 30 jours, l'auteur montre la répartition des lignes de crêtes et de vallées selon la longitude. Ainsi, les axes moyens des crêtes se répartissent le plus fréquemment entre trois bandes méridiennes : la façade pacifique de l'Amérique du Nord, la façade atlantique de l'Europe et le centre de l'Asie⁽⁷⁷⁾.

Bien sûr, en période de circulation zonale rapide le nombre des crêtes augmente rapidement vers le S, concrétisant les successions fréquentes des cellules chaudes à tourbillon anticyclonique, au-dessus de la Péninsule Ibérique. Sur les 40 % des jours de circulation zonale rapide, 16 % sont caractérisés par le passage de crêtes chaudes à Brest, 22 % à La Corogne et 27 % à Madrid.

(74) D.F. REX (585) p. 279.

(75) H.H. LAMB (366) p. 152.

(76) D.F. REX (585) p. 282.

(77) L.P. STARK (651) p. 707 à 718.

Pendant toute l'année, toutes les formes de circulation peuvent se réaliser. Néanmoins, il existe à des périodes particulières de l'année, une tendance à la reproduction de types identiques de circulation troposphérique ; c'est-à-dire que durant des mois ou des saisons déterminés, comme l'a fait remarquer J. NAMIAS⁽⁷⁸⁾, certains éléments du cycle de circulation ont un caractère répétitif.

b) Les aspects saisonniers

Le régime annuel est caractérisé par une alternance saisonnière remarquable : une prédominance de la circulation zonale pendant les saisons extrêmes, hiver (décembre-janvier) et été (juillet), une forte proportion de la circulation méridienne durant les saisons intermédiaires avec un maximum principal en avril-mai et un maximum secondaire en octobre. Toutefois, ce rythme saisonnier n'est pas exactement calqué sur les saisons cosmiques.

- une prédominance de la circulation zonale rapide au début de l'hiver.

Le bimestre décembre-janvier est la période la plus longue de l'année, caractérisée par l'apparition fréquente des différents éléments de la circulation zonale rapide : plus d'un jour sur deux. C'est évidemment le résultat du glissement vers le sud du jet stream qui ondule généralement le long du parallèle 45° comme nous l'avons vu précédemment. Ce fait est d'ailleurs confirmé par les variations sensibles des fréquences des crêtes chaudes au Nord du parallèle 40°. En janvier, la fréquence de ce type d'ondulation passe brusquement de 32 % à Madrid, à 25 % à La Corogne et 17 % seulement à Brest. Cependant, il arrive que l'axe du jet polaire passe par la Péninsule, y entretenant un puissant courant de perturbation comme le 25 Janvier 1960.

(78) J. NAMIAS (467) p. 241.

Les formes de circulation méridienne ne sont pas également absentes bien que la fréquence de la circulation lente soit la plus faible au cours de ces deux mois. Ce sont surtout les versants orientaux des ondulations anticycloniques qui s'installent principalement sur nos régions, car les crêtes et les "blockings high" évoluent principalement sur l'E de l'Atlantique, comme en décembre 1947 (du 10 au 25) ou plus rarement sur les Iles Britanniques, janvier 1953. Le régime de blocage se traduit par l'expulsion de fortes coulées polaires et le détachement de colonnes dépressionnaires froides principalement sur la Péninsule Ibérique : 12 % à 13 % des jours à Lisbonne et Madrid, 5 % à Brest seulement.

De plus, en accord avec le fait que différentes bandes de courants d'O peuvent évoluer différemment, la circulation peut se bloquer aux latitudes de la Péninsule Ibérique, tandis qu'une puissante circulation zonale s'installe sur les Iles Britanniques et la Scandinavie. La circulation de janvier 1949 en fournit un exemple remarquable. Alors que sur la Scandinavie s'installe un rapide courant d'O⁽⁷⁹⁾, avec probablement une convergence du jet polaire et du jet arctique, un anticyclone étiré dans les latitudes subtropicales et les basses latitudes moyennes stagne sur l'Atlantique et dirige sur la Péninsule Ibérique une circulation méridienne N, pendant plus de quinze jours. Mais le plus souvent, lors du dernier stade du cycle de circulation c'est la situation inverse qui prédomine, lorsque sur la bordure S de l'anticyclone détaché évolue la branche méridionale du jet polaire entourant le bloc anticyclonique. Dès lors, c'est le SO de l'Europe qui est affecté par un rapide courant d'O entretenu par des colonnes dépressionnaires qui se succèdent sur la Péninsule Ibérique, comme en janvier 1961⁽⁸⁰⁾.

(79) D.F. REX (585) p. 292.

(80) RODRIGUEZ FRANCO (598) p. 42.

Cette évolution est surtout fréquente en février. Celui-ci est caractérisé par l'augmentation des régimes de circulation méridienne qui dominent largement au printemps.

- Le développement de la circulation méridienne à la fin de l'hiver et au printemps.

La plupart des auteurs s'accordent pour reconnaître que les formes de circulation méridienne et les régimes de blocage s'étalent sur de plus longues périodes, à la fin de l'hiver et au début du printemps⁽⁸¹⁾. J. NAMIAS remarque que c'est principalement à partir de février que les cycles de circulation deviennent plus longs et qu'ils entretiennent de longues périodes de "blocking"⁽⁸²⁾.

A la fin de l'hiver, l'évolution de ce type de circulation aboutit, avec le développement de cutoff anticyclone sur le NO de l'Europe ou sur l'Islande, à un rétablissement de la circulation zonale dans les basses latitudes moyennes. Un exemple de stratification inversée de la circulation apparaît au cours de la deuxième quinzaine du mois de février 1963 au cours de laquelle un bloc anticyclonique disparaît lentement entre l'Islande et la Scandinavie, tandis qu'un puissant flux d'O ondule sur la France et la Péninsule Ibérique.

Dès lors à partir du mois de mars, la circulation zonale devient de plus en plus rare et passe par un minimum fréquentiel au cours du mois de mai. Ainsi de mars à mai, la circulation méridienne domine. Toutefois, des variations importantes interviennent aussi bien dans le temps que dans l'espace. D'abord, un changement brutal semble persister entre mars et avril. Ainsi, mars présente une originalité dans la mesure où les circulations méridiennes sud (S + s) sont relativement plus

(81) D.F. REX (524) p. 207. F. BAUR (26) p. 76.

(82) J. NAMIAS (466) p. 135.

fréquentes ; ce qui signifie que l'Europe du SO est souvent placée à la limite de la bordure occidentale d'une grande ondulation anticyclonique axée sur l'Europe et du versant oriental d'une profonde vallée planétaire : 20 % des jours pour la Péninsule Ibérique, 18 % en Bretagne. En revanche, pendant le mois d'avril les conditions de circulation méridienne sont complètement changées. La circulation méridienne sud s'effondre : 12 à 13 % seulement, tandis que désormais l'Europe du SO, placée plus fréquemment à la limite d'une ondulation anticyclonique stabilisée sur l'Atlantique et d'une coulée polaire sur l'Europe continentale et sur la Méditerranée, connaît surtout une circulation méridienne Nord - (N + n) : 33 % sur la Bretagne, 30 % sur la Galice, 24 % dans l'intérieur de la Péninsule. La diminution de la fréquence sur cette dernière région des courants méridiens N s'explique par le fait que de nombreuses gouttes froides "gn" qui se déplacent sur la face orientale de la crête anticyclonique, atteignent le Bassin Occidental la Méditerranée et l'intérieur de la Péninsule Ibérique.

Car en fait au printemps, les vallées polaires et surtout les gouttes froides qui s'en détachent convergent sur l'Espagne et le Portugal (fig. 2 -16), comme l'a montré P. FONTAINE⁽⁸²⁾. Il faut voir là, l'origine fondamentale du maximum secondaire de printemps des régimes pluviométriques de nombreuses stations de la Meseta, et le maintien de pluies plus abondantes en Galice qu'en Bretagne, ainsi que nous l'avons déjà expliqué⁽⁸³⁾.

Ces conditions générales se prolongent jusqu'en juin qui est caractérisé cependant par des retours plus fréquents de la circulation zonale. Cette dernière tend à dominer à nouveau en été tout en présentant des caractères originaux.

(82) P. FONTAINE (235) p.

(83) J. MOUNIER (456) p. 277.

- Les caractères originaux de la circulation zonale en été.

Pendant les deux mois d'été juillet-août, la circulation franchement zonale redevient prédominante : près d'un jour sur deux. Ce résultat concorde avec les conclusions adoptées par B.L. DZERDZEEVSKII⁽⁸⁴⁾ et avec le fait souligné par D.F. REX que les situations de blocking sont moins fréquentes en juillet- septembre.

Les ondulations de faible amplitude se succèdent avec une forte proportion des crêtes chaudes principalement sur la Péninsule Ibérique : 33 % à Madrid, 26 % à La Corogne et 22 % à Brest. Mais cette fois, ces crêtes chaudes ne ressemblent pas toujours à celles de l'hiver. En réalité, elles correspondent très souvent à des cellules chaudes, liées aux ondulations des courants d'O axés sur le jet subtropical qui peut se déplacer nous le savons jusqu'au parallèle 45°. A cette latitude, les cellules anticycloniques se déplacent vers l'E, après avoir suivi deux routes différentes. Les unes sont issues des ondulations du jet subtropical qui se sont développées au-dessus de l'Atlantique, à l'O des Açores. Ces cellules entraînées alors vers l'E abordent l'Europe par le golfe de Gascogne ou l'O de la France. Les autres se détachent sur l'O de l'A.F.N. et envahissent la Péninsule Ibérique où elles se mélangent avec l'air chaud continentalisé au-dessus de la Meseta. En tourbillonnant dans le sens anticyclonique ces cellules débouchent ensuite sur le Bassin Méditerranéen et l'Europe Méridionale. Ainsi ces deux types de cellules peuvent se rejoindre sur l'Europe comme on peut l'observer pendant la première semaine de juillet 1970 (fig. 2-17)⁽⁸⁵⁾. Mais surtout au cours de leur évolution, elles finissent par isoler l'extrémité d'une vallée froide qui alimente ainsi une dépression stagnant fréquemment dans le triangle Portugal, Madère, Açores. Dès lors, elle

(84) B.L. DZERDZEEVSKII (192) p. 756.

(85) Comparer avec l'évolution des anticyclones en été, fin juin début juillet 1967, infra 3e partie.

constitue une sorte de dépression potentielle qui facilitera ensuite la pénétration de l'air froid vers le S lorsque la cellule chaude atlantique se sera éloignée vers l'Europe continentale et sera remplacée par une nouvelle vallée froide, selon le processus déjà étudié, favorable à la genèse d'une vallée planétaire de grande amplitude. Celle-ci à son tour alimentera une autre goutte froide dont le détachement s'effectuera selon des circonstances identiques.

Ce modèle de circulation zonale concorde avec les conditions originales de la circulation troposphérique en été, qui apparaissent sur les cartes moyennes de localisation des crêtes et des vallées de L.P. STARK. De fait, pendant le trimestre juin-août, et principalement en juillet, la tendance au développement des crêtes sur l'E de l'Atlantique et la façade océanique disparaît. Désormais, les lignes moyennes des crêtes se situent sur deux bandes méridiennes : l'une au centre de l'Atlantique, l'autre sur l'E de l'Espagne et le bassin occidental de la Méditerranée, tandis que les axes des vallées se concentrent sur la façade de l'Europe, de l'Irlande au Portugal⁽⁸⁶⁾. Ces nouvelles tendances se traduisent également dans les aspects de la circulation méridienne. En été, c'est surtout la circulation méridienne sud (S + s) qui prédominent, c'est-à-dire que les crêtes de grande amplitude stagnent principalement dans la bande méridienne Méditerranée-Ile Britannique, de sorte que le centre et l'E de la Péninsule sont plus souvent placés sur la bordure occidentale des ondulations anticycloniques que le NO Atlantique : 26 % à Madrid, 13 % seulement à La Corogne. De plus, les cellules froides isolées, toutes origines confondues, continuent à se maintenir fréquemment sur la façade atlantique alors qu'elles deviennent plus rares dans l'intérieur de la Péninsule comme le prouve le tableau suivant :

(86) La carte de juillet 1958 de J. D'UBIEF (181) p. 125 des températures dans la haute troposphère 200 mb.

FREQUENCES RELATIVES % DES CELLULES FROIDES ISOLEES A 500 mb (par rapport au nombre de jours (1946-1965))												
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
BREST	9	10	6	18	20	14	12	11	15	8	11	5
LA COROGNE	12	14	12	21	25	18	19	12	21	17	15	10
MADRID	16	16	10	27	28	22	11	10	18	20	16	13
LISBONNE	16	17	15	25	29	20	23	14	24	20	14	12
	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:

Au total, à l'échelle de la circulation zonale, les différences entre les régions atlantiques du NO et les régions centrales de la Péninsule Ibérique s'accroissent pendant la saison chaude. A La Corogne, la fréquence des crêtes chaudes, quelle que soit la forme de circulation, est légèrement plus faible en juillet (46 %) qu'en année moyenne (50 %) alors que le rapport est inverse à Madrid 64 % pour juillet, 56 % pour l'année. Doit-on y voir là l'origine fondamentale entre l'Ibérie humide et l'Ibérie sèche ?

- Le maximum secondaire de la circulation méridienne en automne.

En septembre et octobre, la fréquence des formes de circulation zonale rapide diminue sensiblement au profit d'une circulation méridienne lente, avec de fréquents régimes de blocage, comme au printemps. Cette analogie entre les deux saisons intermédiaires est donc bien le fait essentiel de la circulation générale en Europe de l'O. Il a été maintes fois souligné par de nombreux auteurs, et encore récemment par J.S. SAWYER⁽⁸⁷⁾.

(87) J.S. SAWYER (623) p. 625.

Toutefois, la fréquence de cette circulation méridienne lente est moins élevée en automne : 46 % en octobre, 41 % en septembre et novembre pour 58 % en avril, 53 % en mai et 47 % en mars. Mais surtout, la principale différence réside dans la localisation géographique des grandes crêtes. Les tendances constatées en été, se maintiennent, c'est-à-dire que les ondulations de grande amplitude et les blockings se développent plus fréquemment sur l'intérieur de l'Europe ; résultat en accord avec les recherches de W. RODER sur les hautes pressions bloquées au-dessus du NE de l'Atlantique et de l'Europe⁽⁸⁸⁾. Ainsi, la façade océanique de ce continent se situe à la limite des grandes crêtes chaudes et des vallées froides étirées sur l'Océan jusqu'aux régions subtropicales. En outre, de ces puissantes coulées polaires, se détachent des gouttes froides qui atteignent plus souvent le NO que le centre de la Péninsule.

Finalement, le problème majeur est donc d'expliquer ce rythme saisonnier et plus particulièrement la prédominance de la circulation méridienne pendant les saisons intermédiaires. Bien sûr, durant ces dernières, les contrastes thermiques s'atténuent entre les différentes régions des latitudes moyennes et les échanges d'énergie à l'intérieur de cette zone sont limités. Mais alors pourquoi les crêtes anticycloniques se forment-elles sur le NE de l'Atlantique au printemps et de préférence sur le continent en automne ? Faut-il y voir le rôle de la répartition des sources de chaleur ? En été, l'accumulation de chaleur sur l'intérieur de la Péninsule sur le continent et le Bassin Méditerranéen facilite les poussées chaudes vers le N et la genèse des déformations anticycloniques. En revanche, l'Océan encore froid, nous l'avons vu, est plutôt un facteur favorable aux ondulations cycloniques. Cependant, cette explication de nature géographique est loin d'être satisfaisante car elle ne rend pas compte de l'apparition réitérée des crêtes anticycloni-

(88) W. RODER (597) p.17.

ques sur le continent en mars. Les faits observés dépendent donc bien des interférences entre facteurs géographiques et facteurs dynamiques, entre les ondes stationnaires et les perturbations provoquées soit par l'instabilité des courants eux-mêmes, soit par le déséquilibre dus tantôt aux poussées d'origine tropicale, tantôt aux poussées d'origine polaire.

- C) TYPES DE CIRCULATION ET VARIABILITE CLIMATIQUE.

Le NO Atlantique de la Péninsule Ibérique a connu comme toute l'Europe de grands changements climatiques qui se sont succédés durant tout le quaternaire jusqu'à l'holocène ancien (6 à 5000 B.C.). Sur les régions les plus élevées des Cantabriques, des Massifs intérieurs de la Galice et même sur ceux du Minho⁽⁸⁹⁾, les glaciations ont laissé leurs empruntes morphologiques dont la datation n'est pas toujours aisée comme l'a souligné H. NONN dans un effort de synthèse⁽⁹⁰⁾. Toutefois, cet auteur a pu montrer que dans le N de la Péninsule et plus particulièrement en Galice, comme dans les régions de l'Afrique du N. et la France méditerranéenne, les périodes froides glaciaires ont été caractérisées par des pluviaux et les "interglaciaires par une tendance aride". Depuis ces grandes variations, il y a tout lieu de penser, bien qu'aucune étude définitive n'ait été réalisée dans ce domaine, que les climats des régions océaniques de l'Espagne et du Portugal comme le reste de l'Europe ont enregistré des variations, selon des rythmes plus courts, séculaires ou multiséculaires dont l'enchaînement a été décrit récemment dans le remarquable ouvrage de E. LEROY LADURIE⁽⁹¹⁾. Ainsi, les aspects climatiques

(89) A. AMORIN GIRA0 (9) p. 14.

(90) H. NONN (485) p. 481.

(91) E. LE ROY LADURIE (388) p. 208.

actuels s'inscrivent dans une phase plus chaude qui succède depuis les années 1850 à une petite période glaciaire, le "petit âge glaciaire"⁽⁹²⁾.

Depuis, la façade océanique de l'Europe a enregistré des "fluctuations climatiques" qui correspondent à des variations de moyennes climatiques calculées pour des périodes de durée supérieure à trente ans. Mais une étude détaillée de ces fluctuations dépasse le cadre de cette thèse ; elle exige, pour en déterminer les aspects cycliques ou quasi périodiques, l'emploi de méthodes minutieuses d'analyses mathématiques, comme l'analyse harmonique⁽⁹³⁾. Dès lors à cette échelle, nous nous limiterons à la comparaison des conclusions apportées durant ces dernières décennies. En revanche, il nous paraît nécessaire de préciser les rapports entre les principaux types de circulation des grands courants d'O et la variabilité inter-annuelle du climat régional, pour tenter de comprendre la genèse des "fluctuations climatiques" et peut-être même des changements climatiques à plus grande échelle.

1°) Fluctuations climatiques et circulation générale

A l'échelle de l'hémisphère, le problème a été principalement abordé par B.L. DZERDZEEVSKII et ses collaborateurs. L'éminent chercheur a publié de nombreuses études sur les liens étroits qui existent entre les fluctuations climatiques et la circulation à l'échelle planétaire. Les principales conclusions de ces recherches sont soulignées dans plusieurs articles de la revue suédoise Tellus et dans des communications faites à de nombreux congrès internationaux, comme celle présentée au congrès de Météorologie alpine de Grenoble en 1968. A partir de sa classification des grands mécanismes élémentaires de la circulation à l'échelle de l'hémisphère, l'auteur montre que la

(92) Période froide multiséculaire qui s'étend entre 1590-1850 selon E. LE ROY - LADURIE entre 1560 et 1860 d'après L. LLIBOUTRY (396) p. 990.

(93) H. GRISOLLET et col (280) p. 243-249.

circulation dans l'hémisphère N a évolué au cours de la première moitié du 20e siècle, selon deux périodes tridécennales : de 1900 à 1930, ainsi que durant la 2e partie au 19e siècle, la circulation méridienne a dominé alors que de 1930 à 1960, la circulation zonale est devenue plus fréquente, particulièrement pendant la saison chaude⁽⁹⁴⁾. Or, ces changements dominants de la circulation atmosphérique à l'échelle de l'hémisphère s'accompagnent de variations significatives des moyennes des éléments climatiques qui ont été constatées dans plusieurs stations d'Europe. Ainsi, il apparaît que la fin du 19e siècle et le début du 20e siècle sont caractérisés par un échauffement lent et irrégulier à la sortie du petit "âge glaciaire" tandis que la période tridécennale caractérisée par un renforcement de la circulation zonale est définie par un réchauffement sensible atteignant un maximum au début des années 50. De fait, tout récemment R.A. KALNICKY (1974) reprenant ces idées générales a montré, par des analyses de covariance entre les types de circulation selon DZERDZEEVSKII et les températures, que la prédominance de circulation zonale est liée à une tendance chaude comme celle qui domine avant 1950, tandis que les circulations méridiennes plus fréquentes après cette date entraînent une tendance au refroidissement aussi bien en hiver qu'en été⁽⁹⁵⁾.

Ces conclusions semblent être en contradiction avec l'idée que les périodes froides dans les moyennes latitudes et les périodes pluviales dans les latitudes subtropicales sont étroitement liées à une intensification de la circulation zonale. Les travaux de H.C. WILLETT et KRAUSS (1949-1950) ont montré que les variations climatiques sont liées à l'expansion ou à la contraction de la zone de turbulence polaire. L'augmentation de la fréquence des expulsions polaires à tourbillon cyclonique provoque le déplacement vers le S du jet stream rapide et des

(94) B.L. DZERDZEEVSKII (192) p. 755, (195) p. 276.

(95) R.A. KALNICKY (338) p. 108.

trajectoires des dépressions apportant le mauvais temps pluvieux. Ainsi K.W. BUTZER (1957) a émis l'hypothèse que lors des dernières périodes froides glaciaires, du Riss et du Würm, les dépressions traversaient fréquemment d'O en E la Péninsule Ibérique. D'autre part, P. PEDELABORDE, s'appuyant sur les recherches de S. PETTERSEN (1949), a souligné le fait que pendant la phase de réchauffement des deux décennies 1920-1939 la circulation s'est principalement organisée selon des directions méridiennes qui ont placé l'Europe sur les bordures occidentales des crêtes anticycloniques, favorables à l'extension du flux de SO chaud⁽⁹⁶⁾. Dans un schéma simplifié, les périodes de refroidissement seraient donc liées à un type de circulation rapide et "épanoui" tandis que les phases de réchauffement correspondraient à un rythme de circulation lent et "contracté", pour employer les expressions imagées de E. LE ROY LADURIE⁽⁹⁷⁾.

Dans le domaine océanique de la Péninsule Ibérique, nous n'avons pas de série homogène se rapportant à une même station pour tenter de dégager les principales "fluctuations climatiques", les tendances thermiques dans les limites du dernier siècle écoulé. En dehors du domaine océanique, mais proche de ce dernier et sur la façade atlantique du Portugal, seule la station de l'Institut de géophysique de Coimbra fournit une série séculaire de mesures climatiques. Avec les variations des moyennes décennales chevauchantes des températures maximales (fig. 2-18-A) de cette station, nous retrouvons les grandes tendances thermiques dégagées par .R.A. KALNICKY et auparavant par G.S. CALLENDAR^(97b). La fin du 19e siècle et le début du 20e siècle sont caractérisés par un réchauffement lent avec quelques fluctuations quasi périodiques de l'ordre de trente ans, tandis que l'accroissement de température s'accélère à partir des années 1940, et le maximum semble être également atteint au début des années 1950. Puis, les températures tendent à baisser pendant les décennies 1950 et 60 tout

(96) P. PEDELABORDE (512) p. 413.

(97) E. LE ROY LADURIE (388) p. 291.

(97b) cité par L. LLIBOUTRY (396) p. 826.

en restant supérieures aux températures du début du 19e siècle.

Ces variations récentes se retrouvent dans l'évolution des températures de la plupart des stations du domaine océanique : La Corogne, S. Sébastien et Porto qui offre toutefois une tendance à la baisse moins significative à partir de 1950 (fig. 2-16). Or, cette phase descendante doit être rapprochée de celle démontrée avec plus de précision par PETIT RENAUD pour les stations Scandinaves⁽⁹⁸⁾. Il y aurait donc là une fluctuation thermique qui affecterait toute la façade atlantique de l'Europe, tendant à confirmer l'idée de P. PEDELABORDE par laquelle les oscillations à l'échelle du siècle seraient "en phase sur toute la planète"⁽⁹⁹⁾. Toutefois, pour W. SELLERS⁽¹⁰⁰⁾ la tendance à la baisse pour l'ensemble de l'univers se ferait sentir depuis 1942. Quoi qu'il en soit, cette tendance à la baisse de la décennie 50-60 reconnue par tout le monde doit être reliée aux données de la circulation atmosphérique. Ainsi, à première vue, les variations climatiques des stations ibériques semblent bien s'accorder avec les analyses de B.L. DZERDZEEVSKII. De fait, les conclusions tirées de la comparaison des variations thermiques à Coimbra et de l'évolution des grands types de circulation à l'échelle zonale rejoint celles adoptées par R.A. KALNICKY : la phase moins chaude et plus humide du début du siècle coïncide bien avec la période de circulation méridienne dominante, la phase chaude et moins pluvieuse⁽¹⁰¹⁾ avec la prédominance de la circulation zonale, selon la classification de l'auteur russe (fig. 2-17-18-A).

(98) PETIT RENAUD - Communication aux journées climatologiques de Dijon de novembre 1975, à paraître dans les cahiers du centre climatologique de l'Université de Dijon.

(99) P. PEDELABORDE (512) p. 413.

(100) W.D. SELLERS (634) p. 207.

(101) Les variations des moyennes pluviométriques décennales "glissantes" de Coimbra, de Santiago de Compostela et de San Sébastien présentent en gros les mêmes tendances, les données de La Corogne antérieures à 1946 sont trop incertaines pour retenir cette station comme référence.

En revanche, les conclusions sont différentes, lorsque nous étudions la covariation des éléments climatiques et des grands types de circulation, définis précédemment en fonction des formes d'écoulement des courants d'O correspondant au modèle de ROSSBY. Cette fois à l'échelle du fuseau méridien de la façade occidentale de l'Europe, les données caractérisant la circulation méridienne lente (versant d'ondulation planétaire stagnant au moins cinq jours et crêtes anticycloniques bloquées) sont plus fréquentes que les formes de circulation zonale rapide, de 1946-1956. Ainsi, la phase relativement plus chaude 1946-1953 correspond à une forte prédominance de la circulation méridienne. L'accélération (1954-56) de la baisse de température est parallèle à la diminution de la différence circulation méridienne moins la circulation zonale (fig. 2-18-B). Enfin et surtout, les températures tendent à se maintenir au-dessous des normales à partir de 1956, lorsque justement les fréquences moyennes de la circulation zonale rapide équivalent celles de la circulation méridienne lente. Comme cette phase plus fraîche est également caractérisée par des précipitations plus abondantes il semble que les anomalies pluviométriques positives associées à des anomalies thermiques négatives dans le SO de l'Europe correspondent bien à des accélérations des courants d'O, à des expansions de la turbulence polaire vers le S.

Dès lors, l'étude des rapports entre les types de circulation et les variations climatiques régionales soulève bien des difficultés. D'abord, elle exige la nécessité de s'entendre sur une classification des données de la circulation zonale et il ne semble pas qu'une typologie établie à l'échelle de l'hémisphère tout entier soit entièrement satisfaisante pour saisir les oscillations du climat régional. Ces données ne peuvent se comprendre que si les effets sur la variabilité interannuelle de chaque forme de circulation soient analysés, dans le cadre de la région, car comme le fait

remarquer E. LE ROY LADURIE s'appuyant sur les appréciations de P. PEDELABORDE "les effets peuvent même varier du simple au contraire, selon qu'on passe d'une région à l'autre ou d'une saison à l'autre"⁽¹⁰²⁾.

2°) Types de circulation et variabilité climatique interannuelle.

Seule la comparaison entre la variabilité des aspects saisonniers d'une année sur l'autre et la variation concomitante des types de circulation peut permettre de comprendre l'enchaînement des faits qui ont une forte probabilité d'aboutir à d'importantes fluctuations climatiques, amorces possibles de variations de plus grande échelle. Mais, cette comparaison ne peut être efficace que si elle repose sur une connaissance exhaustive des effets climatiques de chaque élément du cycle de circulation dans les différentes régions des latitudes subtropicales et moyennes.

Déjà, les actions climatiques de la circulation zonale rapide d'une part et des régimes de circulation bloquée ont été analysées dans de nombreux travaux. Dès le début de la décennie 1950-60, avant que l'on puisse posséder de très longues séries chronologiques des types de circulation D.F. REX et J. NAMIAS (1950-1951) ont étudié non seulement les conditions d'apparition des systèmes de circulation bloquée, mais encore leurs conséquences sur l'ambiance atmosphérique des différentes régions de l'Europe. En hiver, une crête bloquée sur le NO de l'Europe qui constitue selon J. NAMIAS un véritable réservoir d'air froid, provoque dans l'ensemble du continent un refroidissement, sauf sur l'Islande, le N des Iles Britanniques, la Scandinavie⁽¹⁰³⁾ et le Bassin

(102) E. LE ROY LADURIE (388) p. 295.

(103) D.F. REX (585) p. 291.

Parisien. De même en été, l'effet de blocking varie en fonction des régions : belle saison ensoleillée et sèche sur l'Europe Atlantique, plus fraîche et plus humide dans les Balkans, et certaines parties du Bassin Méditerranéen. De fait, l'été 1955 est exemplaire à cet égard : chaud et sec en Bretagne et dans le NO de la Péninsule Ibérique, il est exceptionnellement frais et pluvieux dans de nombreuses régions du pourtour méditerranéen comme la Thrace turque⁽¹⁰⁴⁾. De spectaculaires contrastes régionaux au début de l'automne sont également associés à ce type de circulation méridienne lente ; responsable en septembre-octobre 1969 de cette remarquable association pluies torrentielles en Tunisie⁽¹⁰⁵⁾ - sécheresse inattendue dans l'Ouest de la France !

Ce type de circulation tend donc à introduire des oppositions régionales entre les fuseaux méridiens voire même à renverser les conditions climatiques normales.

De son côté, la circulation d'O rapide tend à accentuer les contrastes zonaux. Ainsi, à la fin de la deuxième décade de décembre 1955, la circulation rapide d'O a entraîné selon l'analyse de J.M. CRADDOCK et C.A. LOWNDES, un réchauffement par rapport à la normale sur le S de l'Europe, le Bassin Méditerranéen et un sensible refroidissement sur la Scandinavie, le N de la Russie⁽¹⁰⁶⁾. Car, le flux puissant d'O qui s'établit sur le N de l'Europe favorise les précipitations solides sur les massifs élevés de la Scandinavie où le tapis neigeux provoque l'augmentation de l'albedo. D.F. REX s'appuyant sur l'exemple de Janvier 1949 admet que la succession fréquente de nombreux hivers à circulation zonale rapide pourrait constituer l'amorce d'une période froide gla-

(104) J. MOUNIER (458) p. 44.

(105) J. PONCET (555) p. 583.

(106) J.M. CRADDOCK et C.A. LOWNDES (128) p. 3.

ciaire⁽¹⁰⁷⁾. L'accumulation de l'air froid dans les hautes latitudes entraînerait dès lors le déplacement vers le S du jet dont l'accélération serait à l'origine d'une nouvelle instabilité, de l'apparition de méandres de grande amplitude avec évolution vers des systèmes bloqués entretenant et amplifiant le froid. Toujours est-il que les grands hivers froids humides semblent être liés à des alternances répétées de phases de puissantes circulations d'O et de phases de circulation à tendance méridienne. En été par contre, la circulation rapide d'O tend à généraliser, selon P. PEDELABORDE, les étés frais et humides à toute l'Europe tempérée⁽¹⁰⁸⁾. Toutefois, l'action de la circulation zonale peut varier d'une région à l'autre, en fonction de la position en latitude de l'axe des courants relativement les plus rapides. Si celui-ci se maintient dans les latitudes septentrionales, l'Europe du S est alors placée dans la zone de balayage des crêtes anticycloniques chaudes et connaît alors un été plus chaud et moins pluvieux, comme en juillet 1950 et en août 1962.

C'est pourquoi il nous a paru important de préciser les liens entre les caractères atmosphériques des différents mois à La Corogne et l'enchaînement correspondant des différents types de circulation pour la période 1946-1965. Dans un premier stade, nous avons essayé d'établir des corrélations entre la variabilité interannuelle et un indice de circulation en nous inspirant des méthodes simples employées par R. MURRAY et R. LEWIS (1966), puis par A. PERRY (1968). Elles consistent à définir le caractère fondamental de la circulation, en calculant pour chaque mois par exemple, la différence entre les fréquences absolues de deux types de circulations opposées⁽¹⁰⁹⁾, puis en établissant une matrice de corré-

(107) D.F. REX (585) p. 299.

(108) P. PEDELABORDE (512) p. 416.

(109) R. MURRAY et R. LEWIS (465) p. 194 - A. PERRY (535) p. 326.

lation entre les résultats ainsi obtenus et les différentes classes de caractères climatiques.

D'abord, les caractères essentiels climatiques des mois à La Corogne ont été définis de la façon suivante :
caractères thermiques C = chaud, écart positif de la température moyenne maximale à la normale égal ou supérieur à 2°C ($T_{xi} - T_x \geq 2^{\circ}\text{C}$), D = doux, écart positif entre 0 et 2°C , f = frais, écart supérieur à -1°C , F = froid, écart égal ou inférieur à -1°C .

Caractères pluviométriques : s = sécheresse - précipitations mensuelles inférieures à 50 % de la normale,
m = précipitations égales ou supérieures à 50 % de la normale
h = humide, précipitations supérieures à la normale.

Ensuite, pour chaque type de mois classé selon les principales combinaisons de ces deux ensembles de caractères, nous avons calculé un indice de circulation, Z, comme zonalité tel que :

$$Z = \sum (W - M)$$

W étant le nombre mensuel de jours de circulation zonale rapide, M le nombre de jours de circulation méridienne lente, précédemment définie par la présence durant au moins cinq jours, sur la région d'un élément en circulation méridienne, Z est alors égal à la somme des différences entre ces deux types de circulation calculées pour tous les mois correspondant à ce même type climatique, pendant la période étudiée 1946-1965. Un résultat positif souligne la prédominance de la circulation zonale rapide, un résultat négatif correspond au contraire à une supériorité de la circulation méridienne ralentie et bloquée.

Le tableau de corrélation ainsi obtenu suggère un certain nombre des faits caractéristiques. En premier lieu, la

confirmation que les anomalies thermiques négatives associées à de fortes pluviosités sont le fait du type de circulation zonale, sauf à la fin du printemps et à la fin de l'hiver. Deuxièmement, les anomalies thermiques positives associées presque toujours dans les régions océaniques à des pluviosités faibles coïncident nettement avec une prédominance de la circulation méridienne, aussi bien en hiver qu'en été.

TABLEAU DE CORRELATION ENTRE VARIABILITE SAISON- NIERE ET INDICE DE CIRCULATION $Z = \sum (W-M)$ A LA COGNE									
Type cli- matique	Cs	Ds	Dh	fs	fm	fh	Fs	Fh	
Saison									
hiver = Jv + Fv	- 15	- 138	+ 66	- 4	+ 60	+ 9	- 28	+ 14	
Mars + avril	- 62	- 94	+ 42	- 53	+ 39	- 81	- 20	- 15	
Juil.+août	- 49	-105	- 5	pas de	+ 79	+ 5	pas de	+ 36	
				cas			cas		
Oct + Nov	- 13	- 42	+ 2	-110	+ 9	+ 42	-6-13	- 3	

Toutefois, on constate également que la circulation méridienne est responsable en même temps du type froid et sec, particulièrement en hiver, et que les mois doux humides sont comme les mois frais humides associés à l'accentuation de la circulation zonale.

En réalité, il faut tenir compte de deux autres données :

- la position de la région, par rapport aux formes des ondulations des courants d'O, par rapport au type de circulation tourbillonnaire qui crée

l'ondulation : crête : circulation anticyclonique, vallée : circulation cyclonique.

- la succession de plusieurs phases du cycle de circulation dans le même mois de sorte que la présence d'un type de circulation secondaire par sa durée peut nuancer l'action du type principal.

Il nous a donc paru nécessaire de compléter cette première analyse simplifiée par une étude de corrélation entre les mêmes types climatiques de mois et d'autres indices secondaires calculés selon les mêmes principes :

- un indice de circulation anticyclonique :
 $A = \sum (C - V)$; (C = crête V = vallée) et pour chaque grand type de circulation A_w et A_m .
- un indice de circulation méridienne, en fonction de la direction du flux méridien troposphérique :
 $M = \sum (S - N)$, S = circulation méridienne sud,
N = circulation méridienne nord.

Les deux derniers indices intègrent cette fois des formes de circulation de transition qui sont caractérisés par des méandres de grande amplitude moins durables, mais qui jouent également un grand rôle dans les échanges méridiens d'énergie. Déjà, la lecture des graphiques mensuels (fig. 2-19) représentant à la fois la variabilité interannuelle des éléments atmosphériques principaux et les variations chronologiques des types de circulation, apporte des renseignements intéressants. L'installation durable sur le NO de la Péninsule Ibérique d'une circulation méridienne sud sur la bordure occidentale d'une crête crée des conditions de développement d'une anomalie thermique fortement positive, tandis que l'apparition stable d'un flux de N sur le versant occidental d'une profonde vallée est à l'origine des périodes nettement froides

et sèches. Ces conditions apparaissent clairement en hiver (janvier + février) comme le montre le tableau des corrélations entre les types de mois climatiques et les principaux éléments ou sous-types de circulation:

CORRELATIONS - VARIABILITE CLIMATIQUE INTERANNUELLE ET SOUS-TYPE DE CIRCULATION EN HIVER								
Type climatique	:	:	:	:	:	:	:	:
(Sous- types de circulation	:	Cs	Ds	Dh	fs	fh	Fd	Fh
Aw = C - V	:	+ 12	+ 48	- 14	+ 32	+ 27	+ 8	- 5
Am = C - V	:	+ 19	+ 94	- 18	- 18	- 23	- 19	- 37
M = S - N	:	+ 3	- 63	+ 12	- 100	- 44	- 31	- 57

en nombre de jours de sous-types de circulation
jv + février, période 1946-1965.

L'alternance de ce flux méridien N avec la circulation zonale rapide est ainsi responsable des mois les plus froids et les plus humides. En réalité, ce flux de N qui doit jouer finalement le rôle déterminant dans l'apparition de la forte anomalie négative, se développe sur le versant occidental d'une vallée de grande amplitude qui évolue encore rapidement dans le cadre d'une circulation de transition à la fin du 2e stade du cycle de circulation. Le jet rapide quasi-linéaire se met brusquement à décrire de grandes sinuosités qui évoluent sur la façade atlantique de l'Europe, de manière à placer la Péninsule Ibérique quelques jours sous l'action du courant N, établi le long du versant ouest de l'ondulation froide planétaire (Ex. février 1963). De même, les mois doux et humides ne correspondent pas toujours à l'unique

action de la circulation zonale rapide, comme ce fut le cas en janvier 1948. Ils peuvent être dus également aux apparitions alternées d'une circulation zonale et d'une circulation méridienne, définie soit par un flux de S le long du versant oriental, cette fois, d'une grande vallée planétaire, soit par l'évolution d'une goutte froide détachée d'une telle vallée, exemple janvier 1955.

Mais, l'important est le fait que les périodes sèches et plus chaudes du climat de la Galice sont incontestablement associées aux phases de circulation méridienne. Pendant l'été, ce type de relation se maintient. Mais cette fois, c'est la circulation méridienne S qui prédomine largement, puisque les crêtes se développent généralement à partir des journées chaudes qui se produisent à travers la Péninsule Ibérique et le Bassin Méditerranéen.

CORRELATION ENTRE MOIS SECS ET CHAUDS ET
SOUS-TYPE DE CIRCULATION EN ETE (jt + août) 1946-1965

	<u>Cs</u>	<u>Ds</u>
Aw = C - V	+ 2	+ 29
Am = C - V	+ 16	+ 5
M = S - N	+ 11	+ 76

Toutefois, on peut faire remarquer que la corrélation entre la circulation anticyclonique méridienne S et les mois doux-secs est faiblement significative. C'est que pendant l'été la façade atlantique de la Péninsule Ibérique est parfois placée, nous le savons, dans le secteur NE d'une dépression froide isolée, détachée (gs) d'une coulée polaire ayant auparavant engendrée un flux méridien de S sur l'Atlantique orientale. Or, le secteur septentrional d'un "cutoff low"

est le théâtre d'une puissante subsidence⁽¹¹⁰⁾ peu favorable aux précipitations.

Est-ce à dire que toutes les phases de circulation méridienne engendrent automatiquement des périodes de faible pluviosité dans toute la Péninsule Ibérique et que les grandes phases pluviales dans les régions subtropicales sont toujours dues à une accélération de la circulation zonale ? Or, nous venons de voir que les variations climatiques en régime de circulation bloquée varient selon les régions et que de nombreuses régions méditerranéennes connaissent avec ce type de circulations de fortes anomalies pluviométriques positives. D'ailleurs depuis longtemps les climatologues français ont souligné le rôle primordial des advections de gouttes froides détachées principalement lors de l'évolution de la circulation méridienne, dans les mécanismes des pluies sur le pourtour du bassin occidental de la Méditerranée et en Afrique du Nord⁽¹¹¹⁾. Il faut voir là certainement une différence fondamentale entre les climats méditerranéens et les climats océaniques où l'action pluviométrique des gouttes froides isolées est beaucoup plus négligeable⁽¹¹²⁾. Cette opposition est effectivement confirmée par une étude de la place des précipitations apportées par ces gouttes froides dans les régimes pluviométriques de différentes stations de SO de l'Europe. Incontestablement à Madrid et à

(110) C.L. PALMÉN (499) p. 25, S. PETTERSSSEN p. 248.

(111) P. BIROT, P. PEDELABORDE et col.(54) p.37, P. PEDELABORDE et DELANNOY (523) p. 227. NOÏN (484) p.10

(112) De son côté, I. TSUCHIYA (690) p. 57 décrit comment le Baïu, pluie du début de l'été est souvent lié à une circulation de blocking caractérisée par un "cutoff low" sur le Japon et une crête bloquée sur Sakhaline et le Kamtchatka. On retrouverait dès lors dans le domaine subtropical à saison chaude pluvieuse l'action des mêmes types de circulation des courants d'O, mais selon un rythme saisonnier différent avec une tendance au régime bloqué, plus fréquent au début de l'été.

Lisbonne, les apports pluviométriques relatifs réalisés par les gouttes froides sont élevées, très élevées même durant les saisons intermédiaires dominées par le type de circulation méridienne.

PROPORTIONS DES PRECIPITATIONS LIEES AUX GOUTTES FROIDES (en % par rapport aux précipitations moyennes mensuelles 1946-1965)												
	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D
BREST	3	2	1	16	33	16	21	9	16	6	13	2
LA COROGNE	12	21	33	28	37	43	41	8	38	12	19	6
MADRID	37	27	20	63	68	69	40	54	60	60	19	28
LISBONNE	25	37	21	50	73	51	9	15	48	49	34	39
	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:

Mais, il ya plus, à l'intérieur d'un même domaine climatique, les types de circulation peuvent avoir des effets différents selon les régions. N'avons-nous pas vu que les coefficients de variation sont faibles entre les pluies des régions océaniques de la façade O de la Péninsule Ibérique et celles des régions vascocantabriques ? Ainsi une simple étude comparative entre les variations climatologiques des moyennes pluviométriques et les variations des systèmes bloqués sur l'Europe souligne le fait que les stations de S. SEBASTIEN, de SANTESTEBAN et de SANTANDER enregistrent une phase pluvieuse entre 1950-1955, c'est-à-dire pendant la période de fréquence élevée des blockings. En revanche, pendant l'accentuation de la circulation zonale des années 60, l'augmentation de la pluviosité est relativement moins forte dans ces stations que celle enregistrée par La Corogne (fig. 2.20).

On comprend dès lors la difficulté de relier la variabilité interannuelle des éléments climatiques d'une région aux variations du rayonnement solaire, cause fondamentale des fluctuations de l'échauffement différentiel.

3°) Variation climatique et activité solaire.

Bien que l'on ait déterminé l'existence d'une constante solaire, l'invariabilité dans le temps et dans l'espace de l'apport d'énergie solaire sur une surface perpendiculaire placée à l'entrée de l'atmosphère, l'on admet la réalité de variations rapides de cet apport. Apparemment ces variations d'énergie ne sont pas très élevées, car elles correspondent essentiellement à des changements du spectre solaire au niveau des radiations de très petite longueur d'onde, au niveau de l'ultra-violet absorbé par l'ozone de la haute atmosphère⁽¹¹³⁾. Le problème fondamental consiste donc à déterminer dans ces conditions les conséquences des variations de l'échauffement différentiel de la stratosphère, et analyser comment ces conséquences se concrétisent sur les fluctuations des éléments du climat.

Le plus souvent, les multiples chercheurs qui se sont intéressés à cette question, ont tenté d'abord de dégager des corrélations étroites entre les variations des moyennes climatiques (températures, précipitations) et celles de l'activité solaire. Or, la plupart des résultats obtenus apparaissent contradictoires et en tout cas peu satisfaisants. Les études de synthèse présentées par A. PRUDHOMME (1950), par P. PEDELABORDE (1958 et 1967) et H.H. LAMB et A. JOHNSON (1959-1961) soulignent les difficultés d'obtenir des réponses claires. Un simple calcul de corrélations entre la variabilité interannuelle des éléments du climat et celles de l'activité solaire aboutit à des solutions qui sont loin d'être significatives. Car, cette activité solaire est évaluée en première approxi-

(113) H.C. WILLETT (735) A. PRUDHOMME (560) P. 87.

mation par les rythmes du nombre des taches qui apparaissent à la surface du soleil et les variations périodiques de ces taches solaires. Or ces périodes de 11-22-33 et 80 ans à l'échelle humaine, ne se retrouvent pas dans les fluctuations des données moyennes climatiques. Ainsi, L. LLIBOUTRY constate que "les variations undicennales de l'activité solaire n'apparaissent pas dans les températures et les précipitations moyennes"⁽¹¹⁴⁾

Effectivement, les coefficients de corrélation calculés entre les moyennes climatiques annuelles de quelques stations ibériques et les taches solaires définies par les nombres de Wolf⁽¹¹⁵⁾ sont extrêmement faibles. Ainsi, nous avons obtenu à l'aide de l'ordinateur, des indices de covariation tendancielle et des coefficients de corrélation⁽¹¹⁶⁾ pour les séries chronologiques taches solaires - températures maximales et taches solaires - précipitations ; à titre d'exemple les valeurs annuelles ne dépassent pas pour le premier couple de séries 0,28 à Coimbra, 0,22 à Santander, 0,06 à La Corogne ! et pour le deuxième couple - 0,25 à Coimbra - 0,13 à Santander, 0,19 à La Corogne.

Toutefois, il est possible de dégager quelques suggestions d'une étude comparée du graphique chronologique des moyennes décennales "glissantes" des précipitations à Coimbra et de celui des taches solaires, pour la période séculaire 1870-1969⁽¹¹⁷⁾. Les courbes (fig. 2 - 21a) ne sont pas parallèles, mais en gros les valeurs minimales des

(114) L. LLIBOUTRY op. cit. p. 990.

(115) Principe au calcul du nombre de Wolf dans A. DAUVILLIER (1951) p. 58.

(116) Selon les formules présentées par H. GRISOLLET et col. (1980) p. 241 et cf. supra 1ère partie classification des régions climatiques en fonction des rythmes pluviométriques.

(117) Le calendario meteorogenologico de l'étéorologie Nationale Espagnole publie chaque année les longues séries de nombres de Wolf établis à partir des données del'observatoire de Zurich.

moyennes pluviométriques décennales correspondent aux périodes de faibles nombres de tache solaires. Ainsi à Coïmbra, les tendances à la baisse des précipitations annuelles coïncideraient avec l'affaiblissement de l'activité solaire dans le cadre des variations undécennales. En revanche, les rapports entre les pointes maximales des précipitations moyennes et l'augmentation du nombre des taches sont moins évidentes. Mais surtout, on peut se demander si l'ampleur des variations pluviométriques ne varie pas dans le même sens que celui des taches solaires. Les écarts les plus élevés de cette période séculaire, entre le minimum moyen décennal et le maximum moyen apparaissent entre 1945 et 1965, pendant la période où justement les maximums de taches solaires sont les plus forts ; si l'on compare les écarts-types, calculés par tranches chevauchantes de 30 ans, on s'aperçoit qu'ils varient dans le même sens avec un faible décalage pour les écarts types des précipitations annuelles (fig. 2-21b). Or, on sait que l'écart type croît avec les valeurs de la variable et avec les amplitudes des fluctuations de cette variable. Les fortes variabilités pluviométriques interannuelles seraient liées aux variations plus amples des taches, au maximum de leur rythme quasi séculaire (80-90 ans), comme le laisse penser notre étude sur Coïmbra.

Simple hasard ? il faudrait multiplier les comparaisons avec un grand nombre de longues séries climatiques. Un tel travail dépasse largement les limites de nos recherches, D'autre part, il est certain que les taches solaires ne traduisent pas l'activité réelle du soleil car "elles intègrent des mécanismes contraires"⁽¹¹⁸⁾. Cependant, les phases maximales séculaires des taches ne sont-elles pas le reflet de variations plus importantes de l'activité solaire elle-même, de variations de plus grandes amplitudes qui doivent avoir

(118) P. PEDELABORDE (512) p. 423.

des répercussions sur les fluctuations climatiques les plus sensibles ? C'est dans ce sens que les taches solaires peuvent constituer un élément d'interprétation. Vouloir obtenir des conclusions plus précises des courtes variations périodiques des taches solaires, ou d'un indice d'activité solaire intégrant ces dernières, tel celui de F. BAUR (1949)⁽¹¹⁹⁾, c'est continuer à produire des conclusions hasardeuses comme l'a démontré P. PEDELABORDE ou difficilement comparables d'une région à l'autre. Ainsi P.K. SEN GUPTA⁽¹²⁰⁾ estime que les variations périodiques des précipitations et celles des taches solaires sont en opposition de phase dans le S de l'Inde, à partir des données de Tamilnad au SO de Madras, tandis que D.V. DESHPANDE trouve un certain parallélisme entre les courbes des taches solaires et des pluies de janvier dans l'Uttar Pradesh⁽¹²¹⁾. Plus récemment, M. DEHSARA et K. CEHAK montrent, à partir d'une étude de 92 stations réparties sur l'ensemble du globe que le rythme des précipitations est en avance d'un quart de cycle sur celui des taches.

En fait, c'est du côté des rapports entre l'activité solaire et la circulation qu'il faut rechercher l'origine des fluctuations climatiques. Existente-ils des liens entre cette activité et les grands types de circulation des courants d'O ? La circulation zonale croît-elle avec le nombre de taches solaires comme le pensait CLAYTON⁽¹²²⁾ ou bien le maximum de taches solaires est-il associé à une fréquence élevée des blockings en hiver, comme le soutient E. WEXLER⁽¹²³⁾. Le problème semble être toujours aussi difficile à résoudre si l'on tient compte seulement des taches solaires. Or, il

(119) F. BAUR (24) p. 970.

(120) P.K. SEN GUPTA (638) p. 323.

(121) D.V. DESHPANDE (166) p. 79. M. DEHSARA (161) p. 260.

(122) Cité par A. PRUDHOMME (560) p. 94.

(123) E. WEXLER (724) p. 484.

est nécessaire pour définir l'activité solaire d'adopter d'autres données, en particulier des éruptions chromosphériques dont les effets ont été étudiés par A. PRUDHOMME (1950-1951). Les idées du météorologue français ont été clairement exposées par P. PEDELABORDE⁽¹²⁴⁾ pour insister longuement ici. Néanmoins, il est important de retenir que l'augmentation des éruptions chromosphériques est à l'origine de l'accroissement du rayonnement ultraviolet et que celui-ci entraîne le réchauffement anormal de l'ozone équatorial. Dès lors, les mouvements stratosphériques méridiens qui résultent du transfert d'énergie vers le pôle entraînent un ralentissement des courants d'O et le développement d'une circulation méridienne troposphérique. Justement la période 1945-1955 pendant laquelle cette activité est élevée est une période d'affaiblissement de circulation zonale avec de fréquentes manifestations de régime de blocage qui se concrétisent dans les régions ibériques étudiées par une phase de très faible pluviosité.

Mais peut-on tirer des conclusions générales à partir de certaines convergences d'ordre régional ? P. PEDELABORDE dans sa chronique météorologique (1967)⁽¹²⁵⁾ a en effet analysé les travaux du météorologue allemand H. FLOHN et de l'astronome russe R. RUBASHEV qui insistent sur le fait qu'une même phase de l'activité solaire peut avoir des répercussions variables suivant les régions.

En réalité, l'action de l'activité solaire ne peut se faire sentir sur la circulation des courants d'O qu'à travers des relais que sont les bilans radiatifs et les bilans hydriques du substratum géographique. Nous avons vu justement la complexité des faits qui interfèrent pour faire

(124) P. PEDELABORDE (512) p. 421.

(125) P. PEDELABORDE (520) p. 211.

varier les formes d'écoulement des courants d'O dans les latitudes moyennes. Surtout, à l'échelle régionale les types de circulation contribuent à la création de situations atmosphériques, de situations synoptiques. Et, ce sont ces dernières qui entretiennent à leur tour des circulations régionales et locales en fonction des conditions géographiques, des circulations de plus petite échelle qui sont en dernière analyse les véritables responsables des fluctuations climatiques.

C H A P I T R E I I

=====

LES DONNEES SYNOPTIQUES DE LA CIRCULATION

=====

En effet, l'action de la circulation générale au-dessus de l'Europe Occidentale se traduit par la formation d'unités atmosphériques dont la taille est de l'ordre du millier de kilomètres. Ces situations atmosphériques sont d'abord définies par le champ de pression au niveau de la mer et la répartition géographique des vents : aire de hautes pressions ou anticyclone, aire de basses pressions ou cyclone ou dépression. La disposition des cellules barométriques et les caractères des vents par rapport à la région étudiée, ont été les premiers critères adoptés par les chercheurs pour établir une classification des types de temps de quelques régions de l'Europe Occidentale : A. LEGALL (1934) M. GLERGET (1937) et même M. MEZIN (1945) qui détermine "le type de temps par une disposition durable des centres d'action, c'est-à-dire des puissants anticyclones et des zones dépressionnaires"⁽¹⁾. C'est à partir de cellules barométriques se stabilisant au moins trois jours sur l'Europe que les météorologistes allemands, sous la direction de F. BAUR, ont défini les situations de Grosswetterlagen⁽²⁾.

Les classifications de types de situation ont été ensuite précisées en tenant compte des masses d'air et des fronts selon la terminologie de l'école norvégienne. A partir de la

(1) cf. M. MEZIN (446) p. 171.

(2) F. BAUR (24) H. BREZOWSKY et col (34) p. 191.

méthode précisée par A. VIAUT⁽³⁾, P. PEDELABORDE a adopté pour le Bassin Parisien, une classification plus fine des types de perturbations et d'anticyclones qui constituent en réalité les types de temps⁽⁴⁾. En fait, ces types de situations atmosphériques dont les traits essentiels se retrouvent dans les régions de l'Europe Occidentale peuvent être responsables comme les Grosswetterlagen, d'ambiances atmosphériques différentes selon les régions. Les effets thermiques et pluviométriques d'un même type peut varier à l'intérieur d'un ensemble régional, d'un domaine, surtout lorsque le relief est très accidenté comme dans le domaine océanique de la Péninsule Ibérique. Là, la variété des orientations littorales et topographiques introduit de telles modifications de la circulation régionale dans le cadre d'une situation atmosphérique que nous devons séparer la notion de situation synoptique de celle de type de temps. Les types de temps étudiés dans la troisième partie, représentent alors les effets régionaux de chaque type de situation que l'on peut qualifier de synoptique.

La situation synoptique est ainsi une situation atmosphérique globale qui est définie par un système d'interactions entre, d'une part l'évolution d'une ou plusieurs masses d'air et, d'autre part les mouvements de l'ensemble de la troposphère établis en fonction des formes de circulation des grands courants d'O. Car, nous pensons que la situation à l'échelle synoptique ne doit pas être caractérisée uniquement par les conditions de circulation dans les basses couches de l'atmosphère, même lorsque les structures massiques et frontales sont précisées dans le détail, comme le font pour l'Europe Continentale les classifications des Grosswetterlagen, établies plus récemment par P. HESS et H. BREZOWSKY (1969)⁽⁵⁾,

(3) A. VIAUT (705) p. 11.

(4) P. PEDELABORDE (512) p. 162.

(5) P. HESS et H. BREZOWSKY (301) p. 113.

et des "Witterungstypen" de M. KONCEK et F. REIN (1971)⁽⁶⁾. Il faut également tenir compte de la circulation dans la moyenne et haute troposphère, des conditions de circulation créées par les ondulations des courants d'O. Ainsi, H.H. LAMB (1972) a proposé pour les Iles Britanniques, une typologie des séquences journalières des formes de circulation en combinant situations au sol et principales formes de circulation dans la moyenne troposphère, en fonction de la disposition des isohypses au niveau 500 mb⁽⁷⁾.

C'est en fonction d'une telle démarche que nous proposons une classification des situations synoptiques pour l'Europe du SO - pour la Péninsule et la façade atlantique de l'Europe - . Sur cette base, le dépouillement des cartes au niveau de la mer et à 500 mb, réalisé pour plusieurs stations, permet de comprendre les grandes oppositions régionales climatiques. Mais, cette seule analyse fréquentielle a une portée limitée pour expliquer les divisions régionales à l'intérieur du domaine océanique.

(6) M. KONCEK, F. REIN (351) p. 3.

(7) H.H. LAMB (367) p. 3 à 7.

- I - LES FACTEURS DES STRUCTURES SYNOPTIQUES

=====

Pour une grande région s'étendant sur toute une partie d'un continent, la situation synoptique résulte d'abord de la circulation troposphérique des courants d'O. Nous savons que l'écoulement ondulatoire de ces derniers provient en partie d'expulsions alternées d'air froid polaire et d'air chaud tropical, mais nous savons également qu'à leur tour les courants troposphériques facilitent par entraînement les advections des masses d'air sur une région des latitudes moyennes. Ils réalisent un véritable guidage, "steuerung", de chacune de ces cellules atmosphériques à caractères hygrothermiques sensiblement homogènes.

En outre, l'écoulement des filets d'air dans la moyenne et haute troposphère introduit des conditions de mouvement, des conditions cinématiques. Ce sont ces dernières qui, avec le jeu des conditions thermiques créées par les structures massiques, contribuent au développement des dépressions (cyclogénèse) ou à la stabilité des cellules de hautes pressions (anticyclogénèse).

- A) LES DONNELS THERMIQUES. LES MASSES D'AIR SUR L'EUROPE DU

SO.

Depuis les études des météorologistes norvégiens, les types de masses d'air qui envahissent l'Europe sont bien connus. La classification adoptée par la plupart des météorologistes et des climatologues repose essentiellement sur leur origine géographique. Chacune d'elle s'est formée à l'intérieur

d'une zone pendant une longue période de stagnation⁽⁸⁾ ou d'écoulement très limité de l'atmosphère. Dès lors, la parcelle quasi-immobile qui repose sur un vaste substratum géographique aux caractères thermiques et hygrométriques peu variables, adopte les traits de ce substratum à la suite d'échanges de chaleur et d'humidité.

Ainsi pour l'hémisphère N en dehors de la zone équatoriale, s'élaborent :

- les masses d'air : arctique maritime (Am) au-dessus de l'Océan arctique et du N de l'Atlantique en hiver, arctique continental (A.c) au-dessus des continents très froids (Scandinavie, Russie septentrionale et Sibérie),

- les masses d'air polaire dans les régions de latitudes moyennes et subpolaires avec l'air polaire maritime au-dessus de l'Océan Atlantique et air polaire continental au-dessus de l'Europe Centrale,

- enfin, les masses d'air chaud des régions tropicales et subtropicales, avec les subdivisions entre air tropical maritime sur l'Atlantique et l'air tropicale continental qui se développe principalement sur les déserts du Sahara et d'Arabie.

Mais à cette classification absolue reposant sur les grandes données de la géographie du globe, il faut ajouter une classification relative qui tient compte des transformations subies par la masse d'air durant son déplacement⁽⁹⁾. En réalité, cette évolution paraît le critère de classement le plus important pour l'Europe du SO qui est justement envahie par des cellules atmosphériques ayant généralement parcouru de vastes régions dont les caractères hygrothermiques diffèrent fortement des caractères originels de la

(8) P. PEDELABORDE (512) p. 133.

(9) C.L. GODSKE et col(272) p. 507.

masse d'air. Ainsi, T. BERGERON⁽¹⁰⁾ propose de définir la nature d'une masse d'air par le résultat de l'échange de chaleur entre le sol et les basses couches de la masse d'air; la masse d'air chaud étant celle qui transfère de la chaleur au sol. Surtout les météorologistes français, adoptant les principes de classification de R. PONE, identifient les masses d'air en comparant selon l'altitude les variations des températures pseudoadiabatiques potentielles du thermomètre mouillé, $\theta'w$, et celles des températures pseudopotentielles, $\theta'ws$ ⁽¹¹⁾. Les dispositions des deux courbes, présentées sur des diagrammes masses d'air permettent de déterminer trois grands types de masses d'air :

- les masses radiatives (R) qui ont subi un refroidissement à la base et présentent une inversion thermique.
- les masses convectives (C) qui enregistrent un réchauffement sensible des basses couches, par transfert de chaleur du sol vers l'atmosphère.
- les masses d'air à évolution cinématique (K), dont les mouvements rapides ne permettent pas d'échanges de chaleur avec le substratum géographique. Les caractères de la masse d'air au-dessus d'une région résultent alors de la nature des mouvements horizontaux convergents (c) ou divergents⁽¹²⁾ (d).

(10) T. BERGERON (35) p. 30 et tableau de classification suivant sa méthode dans E.T. STRINGER (659) p. 428.

(11) Car $\theta'w$, température d'une parcelle ramenée selon l'adiabatique humide, au niveau 1000 mb après avoir été soulevée jusqu'au niveau de condensation, ne peut être un critère suffisant d'identification des masses d'air. De fait, cette température pseudoadiabatique "rend difficile la comparaison de la température réelle à un niveau donné entre les masses d'air proches de la saturation et celles éloignées de la saturation" G. DADY (140) p. 138. D'où la nécessité de la comparer à $\theta'ws$ température de l'air considéré comme saturé dès le départ, et ramené, toujours selon l'adiabatique humide au niveau 1000 mb.

(12) Leçons destinées à la formation des prévisionnistes pour l'aéronautique T.V. p. 25 à 52 - G. ROCHE et J. TRIPLET (596) p. 236-247.

Le géographes, sans adopter dans le détail cette méthode de classification destinée surtout aux prévisionnistes, doit retenir deux éléments : d'abord, les critères thermiques de classification, ensuite les formes d'évolution des grandes unités atmosphériques, soit par transfert vertical d'énergie, soit par variation des données cinématiques, les deux types de processus pouvant très bien se combiner. En tenant compte de tous ces facteurs, il est possible de préciser les caractères essentiels des principales masses d'air qui convergent vers l'Europe du SO et la Péninsule Ibérique en année moyenne. Cependant, nous retiendrons comme données essentielles de classification, les effets thermiques de ces masses d'air.

1°) Les masses d'air froid convectives et subsidentes C et Cd à l'origine des grands froids dans le domaine océanique.

a) Les masses d'air d'origine arctique Am et Ac

Malgré sa situation en latitude, la Péninsule Ibérique n'échappe pas aux incursions de l'air qui a stagné longtemps dans les régions arctiques et plus particulièrement sur les régions océaniques entre le Groenland et le Nord de la Scandinavie. C'est donc surtout de l'air arctique d'origine maritime qui pénètre par le nord de l'Espagne et très rarement de l'air arctique d'origine continentale, venu directement de l'Europe du NE ou du N de la Sibérie.

L'advection de ces masses d'air très froid est principalement liée aux formes de circulations méridiennes lentes. Elle se produit sur le versant occidental des vallées de grande amplitude, à la limite de la façade orientale des grandes crêtes stabilisées, ou encore sous le flanc méridional d'une cellule bloquée isolée qui dirige sur l'Europe un flux d'E en hiver et au début du printemps.

C'est pourquoi, compte tenu du rythme saisonnier des types de circulation des courants d'O., les advections arctiques dans la Péninsule Ibérique se produisent le plus fréquemment à la fin de l'hiver et au début du printemps, plus rarement pendant l'automne. Dans la région de La Corogne, pour la période 1946-1965, les proportions des incursions d'air arctique par rapport au nombre de jours du mois sont : 2 % en septembre, 3 % en octobre, 6 % en novembre et décembre, 8 % en janvier, 9 % en février, 5 % en mars, 7 % en avril, 4 % en mai.

L'analyse des radiosondages permet de reconnaître les masses d'air arctique par les valeurs très basses de θ_w . Celle-ci dans les basses couches de la troposphère, au-dessous de 700 mb, est généralement inférieure à 4°C dans le NO de l'Espagne, comme dans les régions méditerranéennes, selon les données établies par les météorologistes britanniques⁽¹³⁾. Ces valeurs d'identification se retrouvent pour la station de La Corogne, dans les différents exemples étudiés aussi bien en hiver qu'au début du printemps (fig. 2.22).

Dans ces conditions, l'air froid d'origine arctique est toujours responsable de refroidissements sensibles, contribue à la formation des quelques rares gelées le long des littoraux et des grands froids vigoureux pouvant régner sur les régions montagneuses intérieures du domaine océanique. A La Corogne, les températures maximales ne dépassent guère 4° à 8° C en janvier-février - et 8° à 12° C en avril. Le plus souvent, ces basses températures sont accompagnées de quelques averses de pluie provoquées par le passage de cumulonimbus, et même de chutes de grêle et de neige comme le 11 janvier 1960 à La Corogne. Car, l'air arctique est très instable. Au cours de son déplacement vers le S, il s'est réchauffé particulièrement au contact des eaux relativement

(13) Weather in Méditerranéan (741b) p. 23.

plus chaudes du golfe de Gascogne. Aussi lors d'une invasion d'air arctique, les températures sont-elles moins basses dans les stations littorales de la Galice que dans les stations de la Bretagne à situation quasi identique. Le 8 mars 1958 offre un exemple significatif d'une telle évolution thermique ; au cours de la journée la limite méridionale de l'air arctique maritime froid, s'est rapidement déplacée de la Bretagne au centre de la Péninsule Ibérique, or, à 18 h TU Brest enregistre 3°C et La Corogne 9°C.

Avec ce transfert de chaleur sensible à la base⁽¹⁴⁾ l'air arctique prend les caractères d'une masse d'air convective (C). Dans les basses couches de la troposphère, au-dessous de 3000 m généralement à La Corogne, le gradient thermique vertical augmente fortement et atteint le taux de décroissance de l'adiabatique sèche, (cf. le 12 avril 1958 12h à la Corogne), le dépassant même lorsque le caractère continental de l'évolution est un peu plus accusé, tel le 11 janvier 1960. Dès lors, les conditions d'instabilité absolue sont souvent remplies, et les puissants mouvements ascendants qui en résultent sont à l'origine de la formation des nuages d'instabilité (cumulus congestus, cumulonimbus).

Cependant, cet accroissement de l'instabilité est entravé puis arrêté, par le fait que l'air froid arctique s'affaisse en s'étalant vers le S. Les mouvements de subsidence qui finissent par se développer entraînent la disparition des nuages cumuliformes. En direction de Lisbonne, l'air convectif subsident continue à s'échauffer par la base, mais s'assèche corrélativement sous l'amorce de mouvements descendants ; le 13 avril 1958 l'arrivée de l'air arctique, un jour après La Corogne, se marque toujours par une baisse de la température à Lisbonne, cependant le ciel est faiblement nuageux et les averses de pluie froide disparaissent.

(14) J.M. CRADDOCK (127) p. 359.

La Péninsule Ibérique est donc le plus souvent atteinte par des expulsions arctiques en fin de course, elles s'étalent le plus souvent sous une masse d'air plus chaud dont la présence traduite par des valeurs plus élevées de $\theta'w$ atténue l'instabilité de la basse troposphère, comme le 11 janvier 1960 à la Corogne et surtout à Lisbonne.

b) Les masses d'air polaire d'origine continentale en hiver, Pck. Air radiatif à évolution convective.

En hiver, sur le continent européen le bilan radiatif négatif et le ralentissement de la circulation dans les basses couches favorise la formation d'une masse d'air froid contenant peu de vapeur d'eau. En fait, il provient d'une transformation au-dessus du continent de l'air polaire maritime qui se stabilise et prend les caractères thermiques du continent. De sorte que les aspects de cette masse d'air dépendent du degré de continentalisation.

L'air polaire véritablement continentalisé, ou Pck, selon la nomenclature usuelle⁽¹⁵⁾, envahit l'Europe du SO uniquement dans des conditions de circulation méridienne lente. Lorsque cette région se trouve à la limite d'une bordure méridionale d'une grande cellule anticyclonique détachée (cutoff High) et d'une puissante vallée froide ou lorsqu'elle est le théâtre de l'advection d'une goutte froide se dirigeant vers le SO (gn), un air froid et vif vient du NE, s'étale en direction de la façade atlantique. Toutefois sur la surface de l'océan, l'air se réchauffe et se charge un peu plus d'humidité. Radiatif à l'origine, l'air Pc redevient convectif et provoque des froids moins sensibles sur les régions littorales du NO de l'Espagne.

(15) Avec c = continental, par opposition à m = maritime, et avec K, kalt = froid par opposition à w, warm = chaud.

L'exemple du 8 février 1960 (fig. 2 - 24) permet de suivre, du continent à la bordure orientale de l'Atlantique, l'évolution de ce type de masse d'air, pendant le déplacement du secteur septentrional d'une goutte froide traversant du NE au SO la Péninsule Ibérique. Au débouché de l'Aquitaine (Bordeaux) et dans l'intérieur de la Péninsule, l'air est froid sur une très grande épaisseur ($\theta'w = 1$ à 0° , $r = 2,5$ à $2,7$) et le rayonnement nocturne accentue à peine le froid dans les basses couches si l'on compare avec les températures de la journée. Par contre, à La Corogne et au point K, navire-météo sur l'Atlantique N (latitude : 45° N, longitude : 16° W), les radiosondages soulignent une évolution évidente, marquée par un réchauffement, une faible humidification du flux de NE. Surtout, l'épaisseur de l'air d'origine continentale diminue sensiblement ; il s'étale à la limite méridionale de l'ondulation anticyclonique et s'enfonce sous de l'air polaire maritime.

En réalité, ce sont seulement les extrémités d'expulsions d'air polaire continental qui atteignent la façade SO de l'Europe où dominent les masses d'air polaire maritime.

2°) Les masses d'air frais et humide à évolution convective
(C ou Cd) - Polaires maritimes Pm, Pmk.

Les cellules thermiques constituées sur l'Amérique du N et le N de l'Atlantique sont qualifiées de polaires maritimes. En réalité, elles résultent d'une transformation profonde de masses d'air froid souvent d'origine arctique⁽¹⁶⁾. Elles se sont en effet réchauffées et fortement humidifiées au cours de leur traversée de l'Océan Atlantique.

(16) P. PEDELABORDE (522) p. 143.

Par suite, ce sont des masses d'air moins froides que les masses arctiques. Leur présence au-dessus de l'Europe est signalée par des valeurs de $\theta'w$ plus élevées ; en hiver aux niveaux isobariques inférieurs, elles varient entre 8° et 12° (17). Mais ce sont encore des masses d'air convectives qui présentent également des conditions d'instabilité, moins fortes cependant que celles de l'air arctique. En réalité ces masses d'air qui déferlent le plus fréquemment sur l'Europe, offrent des traits forts variables en fonction de la direction des trajectoires qu'elles suivent et en fonction des saisons.

En hiver, les météorologistes distinguent plusieurs types de masses d'air polaire maritime. D'abord les masses froides (Pmk) qui suivent des trajectoires plus méridiennes et abordent l'Europe par le NO et le NE. Auparavant, elles ont traversé les régions subpolaires comprises entre le Groenland et la Scandinavie. Aussi conservent-elles des caractères thermiques qui les rapprochent des masses arctiques : $\theta'w$ égale ou inférieure à 8° , courbes d'état qui tend à devenir parallèle à l'adiabatique sèche. Les advections de ce type de masse d'air se réalisent principalement sur la bordure orientale des crêtes anticycloniques stables des grands courants d'O où s'établit en permanence un flux méridien de N. Par exemple, ce type de circulation dirige sur le N de l'Espagne des masses de plus en plus froides et de plus en plus convectives pendant la deuxième décennie de février 1962 (fig. 2-23).

En revanche, avec une circulation plus zonale, les masses d'air polaire atteignent la façade occidentale de l'Europe, après avoir réalisé de longs parcours sur l'Océan plus chaud. Le transfert d'énergie a le temps de se propager en altitude, diminuant le gradient thermique vertical et

(17) Weather in mediterranean (741b) p. 23 - C.L. GODSKE et
col (272) p. 513.

augmentant les valeurs de $\theta'w$. Les radiosondages de La Corogne des 9 et 24 janvier 1962 montrent des masses d'air humide et moins froid, avec $\theta'w$ compris entre $8-10^\circ$. Les courbes d'état, faiblement inclinées ne présentent même pas des conditions d'instabilité convective⁽¹⁸⁾ ; les cellules d'air après avoir été soulevées aux niveaux de condensation, continuent à s'élever en suivant des pseudoadiabatiques humides à gauche des courbes d'état ; c'est-à-dire qu'elles sont plus froides que le milieu environnant. Elles maintiennent sur les régions littorales du domaine océanique des températures maximales entre $11^\circ-13^\circ$, proches des valeurs des normales.

En été, la distinction entre les masses d'air polaire est moins sensible. Cependant, des différences s'établissent encore en fonction des conditions de guidage de la circulation troposphérique. De l'air, venu directement des régions septentrionales, provoque une très forte nébulosité en se chargeant, au-dessus du golfe de Gascogne, d'une abondante humidité qui se condense rapidement : ex. 6 juillet 1959. Plus généralement l'air qui arrive de l'ouest est plus doux et plus convectif. Il entretient à La Corogne des températures maximales légèrement inférieures aux normales mensuelles, $18^\circ - 21^\circ$ en juillet-août. Il présente souvent des conditions d'instabilité sélective, comme le prouve le radiosondage du 8 juillet 1960 à La Corogne. Toutefois, les conséquences de cette instabilité sont limitées lorsque l'air s'écoule sur la bordure orientale de l'onde planétaire anticyclonique des courants d'O. Là, le mouvement de subsidence diminue brutalement le gradient thermique et crée parfois une inversion de température, de sorte que le plus souvent, le radiosondage dans ce type de masse d'air, présente une nette rupture de la courbe d'état. Celle-ci s'affirme de plus en plus vers le S, car, en outre, comme l'air arctique, l'air polaire s'étale et

(18) J. LEPAS et G. ROCHE (32^e) p. 8-14.

MICHALACZEWSKI (448) p. 4

s'enfonce au-dessous de la masse d'air maritime chaud.

En fait, il existe toute une série de transition entre l'air polaire maritime froid et les masses d'air chaud. Aussi, les météorologistes britanniques désignent-ils l'air polaire maritime très évolué sous le nom d'air polaire maritime de transition (transitional maritime Polar, tmP) dont les caractères et les évolutions sont proches de ceux des masses d'air maritime chaud.

3°) Les masses d'air chaud à évolution généralement cinématique - K -

Nous regroupons, ici, toutes les cellules homogènes de l'atmosphère qui sont responsables d'une élévation de température. Elles se développent généralement à des latitudes tropicales, dans des zones de circulation stable qui correspondent aux ondes planétaires anticycloniques des grands courants d'O. Mais, elles peuvent aussi se former à des latitudes plus élevées au-dessus de régions géographiques où la chaleur est emmagasinée ; telles les surfaces de la Méditerranée et du continent européen surchauffé en été. Compte tenu de leurs origines géographiques et des transformations internes qu'elles subissent l'on peut distinguer :

a) Les masses d'air maritime chaud, d'origine atlantique

Selon les données de la circulation troposphérique, l'air chaud qui stagne en permanence sur l'Atlantique au S du parallèle 40°, envahit l'Europe. Cette vaste masse chaude atmosphérique trouve, d'abord, son origine dans le transfert de chaleur qui se fait à partir des régions de basses latitudes où le bilan radiatif est constamment positif. Or, nous savons que c'est l'accumulation des cellules chaudes ainsi créées qui entretient sur l'Atlantique la zone de hautes

pressions des Açores, théâtre d'une forte subsidence. A son tour, cette dernière entraîne l'évolution de l'air polaire maritime qui s'étale fréquemment aux latitudes subtropicales, au-dessous de l'onde planétaire anticyclonique. Ainsi, comprimé et affaissé, l'air, frais à l'origine, finit par se réchauffer et par se confondre avec l'air tropical originel. En fonction du stade de cette évolution, les météorologistes séparent l'air tropical maritime, Tm, de l'air polaire maritime chaud, Pmw, ou les confondent dans leur interprétation, estimant qu'ils forment parfois un mélange d'air instable, une masse d'air "tropical maritime instable" ou Tmi⁽¹⁹⁾.

En été, leurs structures diffèrent quelque peu. Dans la moyenne et haute troposphère l'air tropical maritime présente des températures plus élevées et des rapports de mélange un peu plus faible. Cependant, Pmw est parfois caractérisée par une décroissance verticale plus accentuée de l'humidité et donc par des conditions plus sensibles d'instabilité potentielle qui peuvent jouer lorsque cet air est soulevé à l'intérieur du secteur d'une dépression. La comparaison des radiosondages de la station de La Corogne, effectués le 6 juillet 1961 dans l'air Pmw et le 17 août 1959 dans l'air Tm, illustre clairement ces faits (fig. 2.25).

Malgré tout, au sol les effets thermiques sont du même ordre de grandeur et créent des ambiances atmosphériques tièdes agréables pour l'homme, avec des températures maximales supérieures aux normales, qui oscillent pour les régions littorales du domaine océanique entre 22 et 25° C. Car, les advections de l'air chaud maritime sur l'Europe du SO sont liées au passage des ondulations anticycloniques planétaires de faible amplitude en système de circulation zonale. Les conditions de subsidence développées à l'intérieur de la crête chaude

(19) Appellation proposée par V. MIRONOVITCH et A. VIAUT, cité par P. PEDELABORDE (522) p. 145.

rendent l'air maritime stable, expliquent un faible accroissement de θ_w vers les bas niveaux de la troposphère, 15 à 16° à 700 et 600 mb, 17 à 18° à 900 mb⁽²⁰⁾. De plus, le long du littoral, au NO de la Péninsule, la stabilité est accrue au contact des eaux océaniques relativement froides qui nous le verrons s'accumulent durant la saison chaude. Sur la courbe d'état du radiosondage du 17 août 1959 apparaît, au-dessous de 1000 m, une faible inversion due à une telle cause thermique. C'est au niveau de cette inversion que se développe une couche de stratus bas qui est souvent responsable d'un temps doux et très couvert.

En hiver, l'air chaud maritime continue à accompagner les crêtes chaudes des courants d'O dont la fréquence des passages, nous l'avons vu, augmente rapidement vers le S, au-dessus de la Péninsule Ibérique. Sur l'Europe, les advections de T_m s'accompagnent d'inversions de température dues à la fois, au refroidissement au contact des eaux froides de l'Océan et à la diffusion verticale turbulente de la chaleur⁽²¹⁾. A la latitude de l'Europe du SO, le refroidissement à la base est moins sensible et les inversions sont peut-être moins fréquentes le long du littoral de la Péninsule Ibérique. Et, lorsque ces dernières se développent dans l'intérieur au-dessus de la Meseta, c'est pour des raisons différentes que nous analyserons plus loin.

Quoi qu'il en soit, l'air maritime chaud est très stable, malgré une teneur élevée en vapeur d'eau : rapport de mélange $r = 7$ à 8 g dans les basses couches. Il est responsable, cette fois encore, d'un temps doux aux températures clémentes, supérieures aux normales, les maximales variant entre 14 et 16°C, mais, un temps qui peut être quelquefois

(20) Valeurs qui se rapprochent de celles calculées pour l'Europe centrale (15-16°) mais qui sont nettement inférieures à θ_w de T_m au-dessus de Washington à 39° de latitude N (20-21°) C.L. GODSKE et col(272) p. 512-513.

(21) C.L. GODSKE et col(272) p. 509.

très nébuleux lorsque l'inversion de température apparaît et la teneur en vapeur d'eau de la couche inférieure est très élevée. Les critères d'identification de cette masse d'air tropical maritime sont concrétisés par des radiosondages du 3 jv 1960 réalisés à La Corogne et à Lisbonne (fig. 2-25). Dans toutes la basse et moyenne troposphère, $\theta'w'$ se maintient entre 11 et 14°, comme au-dessus de la Méditerranée⁽²²⁾ et nous retrouvons les mêmes températures définies par J.E. BELASCO⁽²³⁾ à savoir : 10° à 900 mb, - 15° à 500 mb.

Cet air maritime change d'aspect lorsque son advection vers les latitudes moyennes accompagne le développement d'une crête de plus forte amplitude, et qu'il évolue rapidement le long de la bordure occidentale de l'onde planétaire méridienne.

b) La masse d'air tropical maritime très chaud et très subsidit Tmw et Tc à évolution cinématique divergente - Kd.

De fait, entraîné vers le N avec l'extension de la crête du courant, l'air chaud maritime est soumis à une forte subsidence. Celle-ci a pour conséquence d'augmenter brutalement au-dessous du niveau 700 mb (3000 m, environ) l'échauffement et le dessèchement de l'air d'origine Tm.

C'est en été que cette évolution est la plus fréquente. Pendant la saison chaude, la couche inférieure de la troposphère présente des critères thermiques nettement plus élevés que dans l'air tropical maritime qui n'a pas subi les effets d'une puissante subsidence. A titre d'exemple, selon le radiosondage de La Corogne, nous obtenons les données suivantes :

(22) Weather in Mediterranean (741) p. 23

(23) J.E. BELASCO (29) p. 11, et cité par J. BLUTHGEN (75) p. 345.

		<u>T°c</u>	<u>θ'w</u>	<u>θ'ws</u>
950 mb	Tm.- ^a :17 août 1959	24°	16	26°
	Tmw- ^b :31 juil. 1962	26°	19	28°5
900 mb	Tm.- ^a	20°6	17	25°
	Tmw- ^b	24°	18	27°5
850 mb	Tm.- ^a	17°1	17	23°5
	Tmw- ^b	21°	18	26°8

La courbe d'état présente dès lors dans les basses couches une pente beaucoup plus forte qui tend à se rapprocher de celle de l'adiabatique sèche. Cependant, l'air reste stable car le gradient vertical de la température reste nettement inférieur au taux de décroissance de l'adiabatique sèche. Du fait de la faible humidité relative, les conditions d'instabilité convective ne sont pas remplies. Dans des conditions de transformations adiabatiques, la cellule d'air soulevée et portée à son niveau de condensation, s'élève en suivant une pseudoadiabatique humide qui ne recoupe pas la courbe d'état ; c'est l'instabilité convective latente.

Bien plus, le long des régions littorales du domaine océanique la stabilité est accentuée par l'existence d'une inversion de température dans les basses couches de la troposphère. Mais cette fois, l'inversion est nettement plus nette dans les basses couches que lors de l'advection de Pmw ou de Tm, comme le montre le radiosondage à La Corogne du 31/7/1962 à 23 h (fig. 2-26). Bien sûr, le rayonnement nocturne a commencé à se faire sentir au niveau du sol pour augmenter l'inversion thermique. En fait, celle-ci se maintient toute la journée ainsi que le confirme la restitution de la partie inférieure de la courbe en tenant compte de la température maximale atteinte au cours de la journée. Car, ces inversions se développent dans les ondes planétaires anticycloniques

stationnaires⁽²⁴⁾ et sont le résultat de l'action conjuguée d'une cause thermique, refroidissant à la base au contact de l'Océan et d'une cause mécanique, la subsidence qui accentue le réchauffement avec accroissement de $\theta'w$ (18 à 20°) entre les niveaux 950 et 850 mb (500 et 1500 m). C'est l'évolution que connaissent les masses d'air que les météorologistes français classent dans la catégorie de Kdi ; masse d'air en déplacement aux faibles échanges thermiques K avec le substratum, subissant l'effet de la subsidence par mouvements divergents (d) qui aboutit à une inversion de température (i)⁽²⁵⁾.

Toutefois, cette inversion disparaît lorsque le flux chaud persiste sur la façade occidentale de la crête anticyclonique stabilisée sur la Méditerranée et l'Europe. L'air qui continue à envahir la basse troposphère, a une origine de plus en plus méridionale. Des cellules de plus en plus chaudes et de plus en plus subsidentes doivent se succéder, comme le prouvent les analyses des météorologistes concernant le déplacement des courants chauds sur le bord occidental des ondulations anticycloniques des courants d'O.⁽²⁶⁾ Finalement, ce sont des bouffées d'air tropical continental détachées de la façade occidentale du Sahara ou du Maroc qui pénètrent sur la Péninsule Ibérique.

c) L'air chaud tropical à caractère continental.

L'évolution de la circulation troposphérique du 24 août ou 25 août 1964 suggère la possibilité d'une telle origine de l'air très chaud et sec sur le SO de l'Europe. Au cours de ces

(24) S. PETTERSEN (538IJ)p. 56.

(25) X (739.V) p. 28, G. ROCHE et J.P. TRIPLET (596) p.247.

(26) Leçons destinées à la formation des prévisionnistes pour l'aéronautique (739) p. 50. Cf. infra, l'étude des structures des anticyclones sur l'Europe, en circulation méridienne.

deux jours une ondulation anticyclonique axée sur la façade atlantique du Maroc et de l'Europe augmente d'amplitude, corrélativement la cellule d'air chaud, apparente à 500 mb à l'O du Maroc, se déplace sur le Portugal et l'Espagne selon l'extension de l'ondulation planétaire. Le 25 août, les températures augmentent brutalement dans les basses couches de la troposphère ; à La Corogne à 500 m d'altitude la température augmente de plus de 7° en 24 h. L'interprétation des radiosondages (fig. 2-25) nous confirme l'arrivée, au-dessus de La Corogne, à partir de 800 mb, d'un air plus chaud, plus sec, ayant les mêmes caractéristiques que ceux de l'air à Madrid. Il en résulte un accroissement spectaculaire des températures maximales : à La Corogne, le thermomètre monte jusqu'à 33°2 alors qu'il n'avait pas dépassé la veille 26°2.

Cette advection d'air très chaud d'origine tropicale à caractère continental sur la façade atlantique de la Péninsule Ibérique frappe souvent par sa soudaineté. Ainsi, dans l'après-midi du 24 et la nuit du 25 Juillet 1964, comme dans la nuit du 31 août 1964, une telle masse d'air fait irruption en Galice par l'E et le SE, provoquant à nouveau une forte augmentation de la température dans les basses couches, de la troposphère (fig. 2-26). Malgré un rayonnement nocturne sensible, La Corogne connaît les nuits les plus chaudes de l'année, avec 20 et 21° à 1 h.

Incontestablement, cette masse d'air tropical à caractère continental est à l'origine des coups de chaleur torride caractérisées par des températures maximales records⁽²⁷⁾ égales ou supérieures à 30° en été, à 20° en hiver le long des régions atlantiques du Portugal et de l'Espagne.

En réalité, il n'est pas toujours facile de déterminer l'origine réelle de cet air chaud très subsident (Kd) au-dessus

(27) E. PONTES DOS SANTOS (553) p. 45.

de ces régions océaniques du SO de l'Europe. Résulte-t-il de l'évolution subsidente rapide de l'air maritime chaud ou provient-il d'une advection directe de l'air tropical continental ? Le fait qui est mis toujours en évidence par les radiosondages est la présence d'un air plus chaud dans les basses couches de la troposphère. En effet, les courbes d'état offrent généralement une rupture au niveau 700 mb, avec au-dessous un tracé tendu qui se rapproche de l'adiabatique sèche et qui rappelle celui des courbes d'état des stations saharienne (Ouargla) ou des courbes analysées par les météorologistes britanniques pour le Bassin méditerranéen⁽²⁸⁾. Il n'est pas impossible que de l'air tropical continental mélangé à de l'air tropical maritime subsident atteigne parfois le NO de la Galice avec l'installation de l'axe et de la bordure occidentale des ondulations planétaires anticycloniques.

Bien sûr, il faudrait posséder de multiples radiosondages pour suivre l'évolution de ces masses d'air chaud. Mais déjà les photos de satellite témoignent de mouvements atmosphériques directs de la façade atlantique du Sahara, vers le Maroc et la façade atlantique ibérique, par les déplacements de nuages de sable, cf. la néphanalyse établie au CEMS de Lannion pour la journée du 11/07/1974 (fig. 2-27). Il est certain que demain, l'interprétation des multiples coupes thermiques, obtenues à partir des photos de satellites et l'interprétation des photos en infrarouges permettront de mieux suivre l'évolution de ces cellules atmosphériques.

En attendant, la lecture des radiosondages semblent indiquer que cet air chaud continental envahit les régions occidentales de la Péninsule Ibérique par les basses couches. Il passe ainsi sous l'air maritime chaud. En fait, il semble que ce soit la chaleur sensible dégagée par le continent

(28) Weather in Mediterranean (741) p. 19.

africain qui se transmet vers le N-NE au-dessous de 700 mb ; ce qui est en accord avec les conclusions de A. WIIN NIELSEN et de ses collaborateurs qui estiment que le maximum de transfert de chaleur sensible vers le N se fait à travers le parallèle 40° dans les basses couches de l'atmosphère au-dessous de 700 mb⁽²⁹⁾.

Lorsque le transfert se fait sur la façade atlantique au-dessus des eaux relativement froides, l'absorption de vapeur d'eau par cet air chaud est relativement faible. Malgré un gradient thermique vertical élevé dans les basses couches, l'air reste stable, rarement la température maximale atteint la valeur de la température de convection qui représente le facteur thermique de puissants mouvements ascendants, à l'origine de la formation de nuages convectifs à développement vertical⁽³⁰⁾. En revanche, si le déplacement se fait sur une surface maritime chaude où l'évaporation est très forte, mer d'Aboran et mer Méditerranée, cet air tropical continental se charge d'une forte quantité de vapeur d'eau. L'accumulation de l'humidité dans les basses couches crée alors des conditions d'instabilité potentielle, qui est responsable du déclenchement d'orages, lorsque la température de convection est dépassée ou que la masse d'air est soulevée en bloc.

Les exemples d'advection d'air Tc instable sur la Péninsule Ibérique ne manquent pas. En effet, le transfert d'humidité à la surface des mers chaudes peut développer des conditions

(29) A. WIIN NIELSEN et col(731) p. 266.

(30) Température de convection est facilement déterminée sur l'émagramme. A partir du point de rencontre entre la courbe d'état et la ligne de rapport de mélange saturant des basses couches, on trace une ligne parallèle à l'adiabatique sèche qui recoupe le niveau isobarique 1000 mb (en simplifiant la ligne d'altitude 0), à la température recherchée Tc cf. pour cette technique d'interprétation S. PETTERSEN (538) p. 140 et G. ROCHE et J.P. TRIPLET (596) p. 268.

d'instabilité dans l'air tropical d'origine continentale⁽³¹⁾ qui se déplace vers le N, sur la façade orientale de la Péninsule. Son advection est alors responsable de situations orageuses qui éclatent sur les régions méditerranéennes et intérieures de l'Espagne et peuvent se propager à la côte N atlantique. C'est à cette évolution qu'il faut rattacher la série des orages qui atteignent progressivement, du 27 au 28 août 1952 le Levant, les Castilles et le Pays Basque. Bien sûr, l'air Tc qui provient d'A.F.N. alimente le secteur chaud d'une dépression qui représente, comme nous le verrons, une manifestation du front des Alizés dont l'activité est certainement associée à la réanimation de la goutte froide dans la moyenne troposphère (fig. 2-27). Mais l'activité orageuse est liée aux caractères de la langue d'air Tc. Le 27 août, selon le radiosondage de 14 h à Madrid (fig. 2-28), le transfert d'humidité dans les basses couches a augmenté la teneur en vapeur d'eau de la masse d'air chaud tropical ($\theta'w = 19^\circ$ à 850 mb) puisque le rapport de mélange est passé de 4,5 la veille à 7,5 en moyenne au-dessous de 2000 m. Il en résulte une baisse sensible de la température de convection dont la valeur se situe dès lors aux environs de 33° et non plus à $38-39^\circ$. Aussi, des orages se produisent-ils dans le SE de l'Espagne (Almería, Valence, Albacete) lorsque la température maximale atteint cette nouvelle valeur de la température de convection. D'autre part, l'accroissement de l'humidité relative à 800 et 700 mb qui provoque un gradient vertical élevé de l'humidité, crée dans la moyenne troposphère des conditions d'instabilité potentielle⁽³²⁾. C'est pourquoi de puissants

(31) R. HERIN et J.P. TRZPIT (300) p. 95.

(32) Instabilité due au fort gradient vertical d'humidité alors que l'instabilité due au gradient thermique vertical est qualifiée de conditionnelle H.R. BYERS (101) p. 192 et P. PEDELABORDE (519) p. 503.

mouvements ascendants se développent dans l'air chaud lorsque celui-ci commence à être soulevé par l'air Pmw postérieur. Cette instabilité dans l'air chaud tropical se maintient jusqu'au Pays Basque puisqu'un orage s'y produit dans la soirée du 28 après que l'irruption de Tc ait provoqué la montée du thermomètre à 28°4 à S. Sébastien Igueldo ! D'ailleurs, nous retrouvons des données quasi semblables à l'origine d'un système de temps orageux qui se propage encore de la Meseta au fond du golfe de Gascogne au cours de la journée du 2 septembre 1961 (fig. 2-28).

Toutefois, l'instabilité de Tc ne se développe que dans certaines conditions atmosphériques, lorsqu'il entre en contact, à la limite de la crête et de la vallée de grande amplitude, avec de l'air plus froid. D'autre part, étant donné la trajectoire suivie par cet air chaud chargé d'humidité, le NO de la Péninsule (Minho, Galice) est rarement atteint par ses advections.

Surtout, ce n'est pas la seule masse d'air chaud et humide qui alimente le mauvais temps sur le versant oriental de la vallée planétaire en faisant irruption dans le secteur E d'une dépression froide au-dessus de la Péninsule. Particulièrement en hiver et pendant les saisons intermédiaires, Tc est relié par l'air méditerranéen avec lequel il peut se confondre.

d) L'air méditerranéen aux aspects saisonniers variables

Son existence, en tant que cellule atmosphérique, est très discutée, P. PEDELABORDE estime que la "Méditerranée n'est pas une région de source des masses d'air"⁽³³⁾. Pour cet auteur, il y a simplement transformation des différentes masses d'air qui débouchent dans le bassin méditerranéen à travers les différents cols topographiques. En réalité, les météorologistes

(33) P. PEDELABORDE (512) p. 140.

analysent comme une masse d'air le résultat des modifications provoquées par les phénomènes thermodynamiques qui se produisent à la surface de cette mer chaude où l'évaporation est forte. Ces transformations interviennent principalement en période d'installation de crête anticyclonique qui favorise la stagnation de l'air d'origine froide. Il y a alors un puissant transfert de chaleur et d'humidité aux basses couches de l'atmosphère.

En hiver, de novembre à mars, l'augmentation du gradient thermique vertical et de l'humidité dans les bas niveaux le rend convectivement instable⁽³⁴⁾ et disponible pour déclencher de puissants mouvements ascendants d'une advection froide. Toutefois, une longue période de stabilisation sous l'influence d'une ondulation anticyclonique stationnaire rend l'air méditerranéen subsident, avec un gradient thermique vertical qui se rapproche du taux de décroissance de l'adiabatique saturée⁽³⁵⁾. C'est ce type de structure que présente la masse d'air qui se crée sur le bassin méditerranéen et qui envahit la façade atlantique, lors d'un régime de blocage anticyclonique sur l'Europe, durant le mois de janvier 1964.

En été, l'air qui envahit le bassin méditerranéen est un peu plus chaud que la mer, surtout lorsqu'il provient du continent. Dès lors dans les très bas niveaux apparaît une inversion de température qui introduit une certaine stabilité. Mais au-dessus de la couche d'inversion, la décroissance rapide de la température et de l'humidité le rend convectivement instable⁽³⁶⁾. De plus, au contact du continent et des Baléares, la chaleur est transmise par convection thermique⁽³⁷⁾, ce qui accroît au-dessus de ces régions, le gradient thermique vertical dans la couche inférieure. Ainsi, fréquemment dans les

(34) Weather in Mediterranean (7419) p. 9.

(35) M. BERENGER (31) p. 21.

(36) Weather in Mediterranean (7419) p. 17.

(37) J.M. JANSÀ GUARDOLIA (329) p. 37.

premiers mille mètres, la courbe d'état des radiosondages de Son Bonet (Palma de Mallorca) devient parallèle à l'adiabatique sèche (1er août 1961) et présente même des conditions d'instabilité absolue, ex. 27 août 1959 (fig. 2-26).

Entraîné par le flux troposphérique du SE sur la bordure méridionale du bloc anticyclonique ou le secteur oriental d'une goutte froide isolée (gs) l'air méditerranéen peut envahir toute la Péninsule Ibérique et atteindre le golfe de Gascogne et la Galice. Dans le cas d'une colonne dépressionnaire détachée, il entre brutalement en contact avec l'air froid qui peut surgir dans les couches moyennes et supérieures de la troposphère. Une telle disposition comme celle qui se produit le 28 août 1969, accroît fortement les conditions d'instabilité, et explique le temps chaud et orageux à La Corogne, ce jour-là.

e) L'air polaire continental chaud Pc w en été.

Pendant la saison chaude, l'air polaire continental envahit le SO de l'Europe dans les conditions de circulation générale identiques à celles de l'hiver : circulation méridienne N à la limite orientale d'une ondulation anticyclonique de grande amplitude. Comme en hiver également il provient d'une évolution de l'air polaire maritime, au contact du sol en période de circulation lente. Mais cette fois, les conditions du bilan radiatif sont modifiées sur le continent, et les caractères thermohygrométriques que l'air emprunte au substratum géographique sont différents : air chaud dans les basses couches avec un gradient thermique élevé (cf. 10 août 1953) et un rythme diurne très contrasté. Ce sont là des caractères bien connus de tous les météorologues et climatologues.

Le fait, sur lequel il faut insister ici, c'est l'originalité des advections d'air Pc sur le SO de l'Europe et sur la Péninsule Ibérique en particulier. D'abord les incursions de

cette masse d'air ne remplissent pas le rôle fondamental qu'elles ont dans le Bassin central de la Méditerranéen où elles entretiennent principalement les vents étésiens⁽³⁸⁾. D'autre part, l'air Pc dégénère rapidement et aborde le N de l'Espagne, complètement modifié après avoir traversé le golfe de Gascogne. Dans le domaine océanique du Pays Basque la Galice septentrionale, l'air Pc subit un refroidissement au contact des eaux océaniques dont les températures de surface sont de l'ordre de 20°. On comprend dès lors la diminution rapide de la température de la façade occidentale du Bassin d'Aquitaine à la Galice associée avec l'établissement d'un flux de NE chaud. Le 10 août 1953, l'analyse de la circulation caractérisée par le développement d'un flux d'E-NE dans la basse et moyenne troposphère suggère l'invasion du golfe de Gascogne par une masse d'air polaire continental chaud, issu de la transformation d'un air polaire maritime ancien (cf. BQE du 9 et 10 août 1953). Or, les températures maximales enregistrent une baisse sensible de Bordeaux à La Corogne (fig. 2-26) ; à cette date, les radiosondages n'étaient pas encore effectués dans la deuxième station, mais on peut concevoir l'existence d'une inversion de température dans les basses couches. En réalité, l'air Pc fait rapidement place à un air polaire maritime plus frais dans les niveaux inférieurs de l'atmosphère. Aussi finalement, l'air chaud polaire continental ne s'avance-t-il guère très loin au-dessus de l'Atlantique. L'air maritime ancien non transformé se retrouve dans le radiosondage du point K, au-dessous de l'air chaud venu de l'Atlantique qui commence à pénétrer dans la moyenne troposphère avec le déplacement vers l'E de l'onde anticyclonique.

Enfin, au-delà de la barrière pyrénéo-cantabrique, les effets des advections du Pcw sont limités, car les caractères du substratum géographique, constitué par la Meseta Ibérique, tendent à modifier profondément la nature des grandes

(38) Weather in the Mediterranean (741 B) p. 20.

masses d'air allogènes. Celles-ci sont en fait véritablement fragmentées par les contrastes géographiques régionaux.

4°) Le jeu saisonnier des grandes masses d'air sur l'Europe du SO.

Une étude fréquentielle des masses d'air classées selon leurs origines géographiques et leurs caractères thermiques, se heurte à de grandes difficultés. Pour obtenir des résultats probants, et comparables il faudrait normalement analyser les paramètres dérivés ($\theta'_w - \theta_{ws}$) des mesures fournies par les radiosondages quotidiens et pour peu que l'on veuille étendre cette étude à plusieurs stations météorologiques, la tâche devient véritablement insurmontable. De plus, la documentation n'est pas toujours complète et les séries de radiosondages entre les différentes stations ne correspondent pas toujours, tant sans faut.

C'est pourquoi il nous a paru préférable d'utiliser les dépouillements des cartes synoptiques au sol et à 500 mb pour étudier les rythmes annuels des grandes masses d'air. En première approximation, à partir de cartes synoptiques, il est en effet possible de repérer la présence et le déplacement des grandes masses d'air allogènes au-dessus d'un ensemble de région. La classification des principaux types de situations synoptiques que nous étudierons plus loin, nous a permis de déterminer, au-dessus d'un lieu, la présence de l'air maritime chaud ou de l'air maritime froid selon la disposition et la nature du front qui délimite cette unité atmosphérique. En fait, l'analyse des combinaisons entre ces formes de circulation au sol et les types de circulation dans la moyenne troposphère a rendu possible l'identification des masses d'air froid (type Am ou Pmf d'été) des masses d'air polaire en voie de continentalisation ; des masses d'air très chaud d'origine méridionale (Tm, Tc et Me) entraînées sur la façade de l'Europe le long du rebord occidental des crêtes anticycloniques planétaires, particulièrement en circulation méridienne.

Car dans cette partie de l'Europe, la nature thermique des masses d'air représente la donnée fondamentale du climat. En effet, ici le problème se pose en des termes différents de celui traité par P. PEDELABORDE pour le climat du Bassin Parisien⁽³⁹⁾. Compte tenu de la position océanique de cette région et des conditions de circulation, c'est beaucoup plus le conflit thermique des influences méridionales et septentrionales que le jeu de l'océanisme et de la continentalité qui nous intéresse. Donc à partir de la classification thermique retenue, nous avons déterminé les régimes des masses d'air allogènes, pour les stations du domaine océanique : Bretagne, Galice septentrionale en les comparant avec deux régions de l'Ibérie sèche : région océanique centrale du Portugal, Castille.

La comparaison pour les quatre mois représentés : janvier, mai , juillet et novembre (fig. 2-29) nous entraîne à faire quelques remarques. C'est d'abord la prédominance des masses d'air polaire tempéré et froid (Pm et Pmf) toute l'année, même dans l'Ibérie sèche, durant la saison chaude. Leurs advections se produisent à peu près deux jours sur trois, et même encore plus d'un jour sur deux à Madrid, au mois de juillet. Ainsi, les données de la circulation générale ne permettent pas une expansion prépondérante des masses d'air chaud tropical en été sur l'Europe du SO comme tendrait à le laisser supposer certaines schématisations simplifiées de la répartition des masses d'air⁽⁴⁰⁾. Le déplacement de la cellule chaude tropicale est relativement peu fréquente sur l'Europe occidentale. D'autre part, toujours en été l'augmentation des advections d'air chaud, toutes origines confondues, n'est pas sensible entre La Corogne et Lisbonne. Les variations des caractères de l'été le long de la façade occidentale de la

(39) P. PEDELABORDE (512) atlas pl.96.

(40) En particulier celle de P.R. CROWE (130) p. 258 reprise par J.G. LOCKWOOD (397) p. 230. En revanche, la carte de répartition des masses d'air dressée par Ch. P. PEGUY (525) p.96 et qui limite l'extension du domaine de Tc au SE de la Péninsule Ibérique, paraît plus proche de la réalité.

Péninsule Ibérique ne peut donc s'expliquer par le jeu des masses d'air. De même durant le mois de mai, les successions des grandes masses d'air ne présentent guère de différenciations régionales évidentes alors que nous savons que dès le milieu du printemps s'affirment les grandes divisions climatiques entre l'Ibérie humide et l'Ibérie sèche. Enfin, les différences dans les rythmes des masses d'air sont beaucoup plus sensibles entre la Bretagne et la Galice septentrionale d'une part qu'entre celle-ci et les autres régions ibériques d'autre part. Pourtant les ambiances climatiques de ces "Finisterres" sont beaucoup plus proches.

Incontestablement, le jeu des grandes masses d'air primaires et secondaires selon les qualificatifs utilisés par P.R. CROWE⁽⁴¹⁾ est insuffisant pour expliquer les variations régionales climatiques, même pour rendre compte de l'extension géographique de certains grands domaines climatiques. Car, les facteurs géographiques régionaux et particulièrement les éléments géographiques du SO de l'Europe interviennent pour fragmenter les grandes masses d'air allogènes et contribuer à former des masses d'air de plus faibles dimensions qui interviennent toutefois dans la structure des situations synoptiques.

5°) Les facteurs géographiques régionaux de la fragmentation des masses d'air sur la Péninsule Ibérique.

Les analyses des radiosondages de plusieurs stations soulignent effectivement les brusques variations régionales des caractères thermiques et hygrométriques d'une même masse d'air qui se déplace sur la Péninsule Ibérique. Outre la formation d'une masse d'air méditerranéen à partir des évolutions des grandes masses d'air allogènes, chacune de celles-ci présente des différences de structure entre la partie qui

(41) P.R. CROWE (130) p. 270.

aborde la Péninsule et celle qui s'étale au-dessus de la Meseta. Principalement durant les saisons extrêmes, les fortes oppositions thermiques entre ce bloc continental et sa bordure océanique provoquent la division de la couche inférieure des grandes masses d'air en plusieurs compartiments s'étendant sur des distances horizontales supérieures à 500 km. Cette fragmentation qui s'effectue toujours dans le cadre de l'échelle spatiale synoptique proposée par B.J. MASON aboutit à la création :

- a) d'une pellicule d'air continentalisé au-dessus de la Péninsule Ibérique.

Les plateaux ibériques entourés de montagnes constituent des pièges où l'air se transforme sous l'action des phénomènes radiatifs qui deviennent supérieurs aux phénomènes advectifs. Bien sûr à l'origine, l'air maritime qui se déplace au-dessus des barrières montagneuses subit lors de son affaissement sur le versant sous le vent, des transformations adiabatiques qui tendent à l'éloigner du point de saturation, et à diminuer la nébulosité. Mais une fois le dégagement du ciel réalisé, le refroidissement sensible du substratum par l'accroissement du rayonnement nocturne en hiver, et l'échauffement accru en été du sol sous l'effet d'une forte insolation, transforment profondément les basses couches de la masse d'air en voie d'advection sur la Péninsule Ibérique. Là, cette évolution contribue à opposer violemment les climats du domaine océanique de ceux des régions intérieures, même s'il est difficile de parler au sujet de ces derniers de climat azonal radiatif indépendant, selon la classification génétique de M. HENDL⁽⁴²⁾, puisque les rythmes pluviométriques les rattachent au domaine méditerranéen.

(42) M. HENDL (257) p. 11, (298) p. 288.

En hiver, dans les cuvettes ibériques, au contact du sol fortement refroidi, les masses d'air polaire venues de l'Océan se refroidissent et s'assèchent. Par comparaison avec les radiosondages des stations maritimes déjà étudiées, La Corogne, Lisbonne, ceux de Madrid soulignent cette évolution en montrant l'existence d'une inversion de température au niveau 850 mb. Celle-ci apparaît nettement aussi bien sur la courbe d'état du 24 janvier 1962 air maritime froid (fig. 2-23) que sur celle du 4 janvier 1960, air maritime chaud (fig. 2-25). En moyenne les coupes thermiques à différents niveaux d'altitude traduisent (fig. 2-5) un refroidissement sensible des basses couches de l'atmosphère au-dessus du plateau ibérique.

Durant la saison chaude, la continentalisation est encore plus accentuée. Elle se caractérise surtout par un échauffement spectaculaire qui se propage jusqu'à la base de la troposphère moyenne. L'accroissement de température des masses d'air maritime au-dessous de 3000 mètres, ressort sur toutes les courbes d'état des radiosondages effectués à Madrid. Que ce soient des masses d'air d'origine polaire maritime, comme le 27 juillet 1958 et le 6 juillet 1961, ou que ce soient des masses d'air d'origine tropicale maritime comme le 17 août 1959, la différence entre La Corogne et Madrid est sensible. L'écart aurait même tendance à augmenter avec l'air d'origine polaire. Car, les courbes d'état entre le niveau 950 et le niveau 700 mb, présentent des profils qui se rapprochent de ceux des masses d'air chaud très subsident, à tendance continentale. Ainsi, il se forme dans la troposphère inférieure une couche d'air très chaud et sec dont l'épaisseur ne dépasse guère 1000 à 1500 mètres. Il est vrai que parfois, cette pellicule d'air chaud maritime doit se mélanger avec l'air tropical continental pour former un ensemble plus homogène qui, selon certaines conditions de circulation générale, se propage jusqu'aux régions océaniques de la Péninsule. Ce fait explique l'atténuation, voire la disparition des différences

de structure entre La Corogne et Madrid, lors des invasions des masses d'air chaud d'origine tropicale.

Quoi qu'il en soit, la configuration topographique est responsable de la création d'une masse d'air régional, de dimensions limitées, d'une masse d'air ibérique chaud. Par rapport à l'hiver, l'influence de substratum ibérique apparaît avec beaucoup plus de netteté pendant la saison chaude, les profils thermiques à différents niveaux délimitent vraiment au-dessus de la Péninsule Ibérique un dôme d'air chaud (fig. 2-5).

Ce dernier se détache d'autant plus que sur la façade atlantique de la Péninsule s'accumulent des eaux froides qui représentent le deuxième grand facteur géographique intervenant à l'échelle synoptique.

b) d'une "masse d'air marine" au-dessus des eaux froides océaniques.

Le deuxième facteur géographique à l'échelle spatiale synoptique qui contribue à modifier les aspects des basses couches des masses d'air, est l'existence d'une vaste étendue océanique relativement froide face à la Péninsule Ibérique. On a souvent parlé de déplacement vers le N du courant froid des Canaries, au cours de la saison chaude. En réalité, c'est là un schéma très simplifié. D'abord en été, le refroidissement relatif, par rapport aux eaux atlantiques occidentales et centrales des basses latitudes moyennes et des latitudes subtropicales est beaucoup moins prononcé le long de la façade lusitano-galicienne que le long des côtes du Maroc et de la Mauritanie⁽⁴³⁾. D'autre part, tout au cours de l'année, les eaux océaniques face à la Péninsule Ibérique sont toujours

(43) A. HUETZ DE LEMPS (317) p. 17.

plus froides que les eaux océaniques centrales entourant les Açores. Ce trait permanent ressort de l'analyse des régimes thermiques des eaux marines au droit de quelques stations littorales, du moins autant que la diversité des mesures de températures puisse permettre une comparaison valable (fig. 2-30). En fait, les graphiques étudiés sont en accord avec les faits bien connus depuis les campagnes du navire océanographe allemand METEOR (1925-1927 et 1933-1935), sur l'Atlantique N. A partir de ces campagnes de mesures, les océanographes ont pu montrer, comme H.U. SVERDRUP et ses collaborateurs, que l'anomalie positive de la bordure orientale de l'Atlantique N, ne dépasse pas vers le S, le cap Finistère⁽⁴⁴⁾. Ainsi, on peut constater sur les cartes de température de l'eau de surface, présentées dans les atlas océanographiques récents, que les isothermes s'incurvent vers le S face à l'Espagne et au Portugal quel que soit le mois⁽⁴⁵⁾. Enfin, les mesures effectuées pendant l'année géographique 1958⁽⁴⁶⁾, ainsi que les travaux de M. TREGLOS au CNEXO à Brest⁽⁴⁷⁾, confirment la présence permanente d'eaux océaniques relativement froides au large du SO de l'Europe. Incontestablement, ce trait thermique de l'Océan dans cette région est lié à l'existence pendant toute l'année d'un courant NS en direction des régions subtropicales. Ce dernier représente en fait la branche orientale du grand circuit décrit dans le sens des aiguilles d'une montre, par les eaux de surface de l'Atlantique. A partir du parallèle 45°, cette branche orientale est toujours définie

(44) H.U. SVERDRUP et col(671) p. 684.

(45) Climatological and oceanographic atlas for mariners (I.D.3° cartes 171 à 174.

(46) ATLAS du DANEMARK et ATLANTIC OCEAN ATLAS (ID 3° p. 39-43.

(47) M. TREGLOS, outre les travaux publiés dans Met. Mar (686) (p. 79-80) a bien voulu nous communiquer des cartes mensuelles de température moyenne de la surface de mer, établies pour la période de mars 1971 à septembre 1973.

par un déplacement diffus méridien entre les Açores et le Portugal⁽⁴⁸⁾ qui atteint une vitesse plus élevée en été⁽⁴⁹⁾.

Cette accélération du mouvement s'accompagne d'une accentuation des contrastes thermiques à la surface de l'Océan, d'un écart entre la température des eaux aux Açores et celle des eaux portugaises qui paraissent ainsi relativement plus froides en été.

Au cours de l'hiver et au début du printemps, les différences de température dépassent à peine 2°C, alors qu'elles atteignent 5° à 6° C au coeur de l'été. Cette évolution est incontestablement liée aux conditions de la circulation atmosphérique. Nous savons que sur les côtes de la Galice et du Minho, les vents de N NO, grossièrement parallèles au littoral se renforcent par suite de la déviation sur la droite de la brise de mer, mais par suite également d'une fréquence élevée des expulsions froides glissant sur la façade occidentale de la Péninsule Ibérique entre les cellules chaudes du Centre de l'Atlantique, et de la région ibéroméditerranéenne. C'est que s'établit à cette échelle synoptique, une deuxième série d'interactions entre les conditions du substratum et la circulation générale. La fréquence élevée des advections froides, sur la bordure orientale de l'ondulation anticyclonique des Açores, entretient la prédominance d'un écoulement de l'atmosphère vers le S et le S SO, en direction de Madère et des Canaries qui alimente à son tour un déplacement méridien

(48) H.U. SVERDRUP et col (op. cit) p. 682. Atlas for mariners cartes - 117 à 128.

(49) J. ROUCH (611) p. 305, vitesse du courant N le long du Portugal en hiver 2 milles nautiques par jour, et 3 milles en été.

Le courant NS le long de la côte du Portugal est encore confirmé par la campagne du Calypso : au cours de l'été 1958 sous la direction de : H. LACOMBE et P. TCHERNIA cf. F. MADELAIN (420) p. 187.

général des eaux océaniques. Or, selon les océanographes, sous l'influence de la rotation de la terre, les courants de surface entraînent un transport d'eau chaude sur la droite de leur mouvement et une accumulation sur leur gauche des eaux froides, venues de niveaux plus profonds. Il s'établit ainsi des courants de densité avec concentration d'eaux légères plus chaudes vers le large lorsque le courant marin diffus laisse sur sa gauche le continent⁽⁵⁰⁾. En fait, cette évolution aboutit finalement à un phénomène "d'upwelling" avec remontée d'eaux froides plus profondes, car cette remontée comme le fait remarquer A. GUILCHER⁽⁵¹⁾ est beaucoup plus puissante avec un vent parallèle à la côte que lors de l'établissement d'un vent de direction perpendiculaire au littoral. Toujours est-il, que la composante N de la direction de l'écoulement atmosphérique entretient le déplacement des eaux vers le S qui laissent sur leur gauche la Péninsule Ibérique. Dès lors le long de celle-ci se maintiennent en permanence des eaux relativement plus froides dont l'accumulation est maximale avec l'accélération des vents de N en été. A leur tour, les eaux plus froides de l'océan contribuent à augmenter l'épaisseur de l'air froid, et donc à accroître le tourbillon cyclonique, ce qui se traduit par l'accentuation de la courbure cyclonique des vallées planétaires froides à leur arrivée sur la façade occidentale de l'Europe, ou par la conservation à l'état latent d'une colonne dépressionnaire isolée face au Portugal, en été particulièrement.

Mais surtout, l'extension de ces eaux océaniques relativement froides renforce la formation d'une couche d'air maritime frais qui s'étale au S du parallèle 45° entre les Açores et le Portugal. Bien que moins étendue et moins épaisse

(50) J. ROUCH (611) p. 363

P. PEDELABORDE (520) p. 647

(51) A. GUILCHER (236) p. 144. Y. HSUEH - J.J. OBRIEN
(314) p. 182.

elle est comparable à la masse d'air de petites dimensions⁽⁵²⁾ qui s'étale le long de la côte californienne et que les météorologues américains désignent sous le nom de "marine layer"⁽⁵³⁾. Cette couche d'air frais humide limite les effets hygrométriques des advections d'air maritime qui proviennent du secteur O.NO et tend à limiter la hausse des températures estivales dans les stations littorales. Bien que son effet soit moins spectaculaire que sur la côte septentrionale de la Californie (cf. l'été très frais à Eureka), cet air marin n'en contribue pas moins à rendre brutal le contraste thermique entre la bordure littorale de la Péninsule Ibérique, et les régions voisines situées à moins d'une dizaine de kilomètres dans l'intérieur. C'est le long de la route portugaise d'Alcobaça à Caldas da Rainha, au cours d'une belle journée ensoleillée du mois de juillet, que l'on prend conscience de cette opposition fondamentale. Alors que la chaleur est étouffante aux environs d'Alcobaça, l'air devient brutalement frais au droit d'Alfeizerao alors que l'on se trouve à cinq kilomètres à peine de la côte atlantique. En quelques kilomètres, l'on passe ainsi brutalement de la masse d'air ibérique à la couche d'air marine, ce qui se traduit par la valeur élevée des gradients thermiques que nous avons analysés le long de la façade atlantique du Portugal,

A nouveau, il nous fait insister sur cette originalité des facteurs géographiques du climat aux abords de la Péninsule Ibérique. Car ici, et contrairement à ce qui se passe aux latitudes moyennes plus septentrionales, c'est en été que les contrastes thermiques entre le continent et l'Océan sont les plus violents. Le fait ressort avec une évidence remarquable sur des coupes thermiques verticales en année moyenne, au-

(52) E.T. STRINGER (659) p. 429.

(53) M.A. FORSBERG et M.J. SCHROEDER (241) p. 574.

dessus des différentes stations littorales et intérieures. En décembre, les courbes de toutes ces stations restent parallèles et se maintiennent dans une marge de 5° , alors que pendant le mois de juillet les courbes se séparent brutalement au-dessous de 3000 m. A cette époque, l'écart entre les courbes d'état de Son Bonet et de Madrid d'une part, et celle de La Corogne et du point K d'autre part, dépasse largement dix degrés dans la couche des 1000 premiers mètres (fig. 2-32).

Ce n'est donc pas seulement une fréquence plus élevée de la pénétration des grandes masses d'origine tropicale, qui explique le contraste climatique fondamental entre l'Ibérie humide et l'Ibérie sèche. Le transfert de chaleur sensible du socle aux basses couches de l'atmosphère accentue les oppositions estivales entre ces deux régions. Ainsi de mai à septembre, le détachement des stations chaudes, Lisbonne Madrid, Son Bonet, n'est évident que dans la basse troposphère ; à 500 mb les régimes thermiques des diverses stations de la Péninsule Ibérique présentent des écarts beaucoup moins sensibles.

Pourtant, le contraste élevé dans la troposphère inférieure ne donne pas lieu à un affrontement actif, puisque dans ces régions, l'été est la saison la moins agitée, la moins pluvieuse. En réalité, les contrastes thermiques des masses d'air ne peuvent jouer que si les conditions de mouvements atmosphériques, les conditions dynamiques le permettent.

- B) LES FACTEURS DYNAMIQUES DES STRUCTURES SYNOPTIQUES.

Les transformations adiabatiques et les fragmentations des masses d'air rendent difficiles l'interprétation des structures thermiques de l'atmosphère au-dessus d'une région, à tel point que les météorologistes ont le plus souvent renoncé à mentionner les noms des grandes masses d'air sur les cartes quotidiennes⁽⁵⁴⁾. La classification sur des bases thermiques ne peut être que relative pour une région donnée et permet difficilement d'établir des comparaisons entre les différentes régions. L'ambiance atmosphérique au-dessus d'un lieu ne peut être décrite par la seule connaissance des présences relatives, "des successions habituelles", des principales masses d'air, au-dessus de ce lieu. Car, à nos latitudes la variété des formes de circulation des courants d'O rend impossible sur une région la stagnation pendant une longue période, d'une seule masse d'air dans toute l'épaisseur de l'atmosphère.

Celle-ci est le plus souvent constituée par la présence de deux ou plusieurs masses d'air, qui se superposent selon leur densité. Ainsi, les structures atmosphériques sont surtout définies par les limites qui séparent les masses d'air entre elles et que l'on a pris l'habitude de désigner sous le nom de front, depuis les travaux de l'école norvégienne des années 1918. Ces limites brutales, ces surfaces de discontinuité, ne sont pas de simples limites thermiques, mais également des discontinuités dynamiques. Nous avons déjà vu que les fronts arctiques et polaires ne sont pas seulement les résultats de contrastes thermiques entre deux masses d'air polaire et arctique d'une part, polaire et tropicale d'autre part, mais

(54) G. VIERS (712) p. 39.

qu'ils résultent également de discontinuités dynamiques dans l'écoulement des grands courants d'O, de discontinuités caractérisées par les concentrations des filets d'air et par l'accélération brutale de leur vitesse (jet-stream). Mais ces grandes discontinuités à l'échelle planétaire, ne sont le plus souvent que des phénomènes moyens et même abstraits⁽⁵⁵⁾ dont l'étude des déplacements saisonniers se révèle le plus souvent insuffisante pour comprendre les régimes climatiques et les variations régionales des climats, à la limite des latitudes moyennes et des latitudes subtropicales. Peut-on se contenter d'expliquer les variations saisonnières de la pluviosité sur la façade occidentale de l'Europe par le simple balancement latitudinal du front polaire⁽⁵⁶⁾ lorsque l'on sait que les précipitations au printemps sont plus faibles en Bretagne que dans le N de la Péninsule Ibérique ? Peut-on continuer à invoquer toujours l'éloignement du front polaire pour comprendre l'allongement de la sécheresse estivale dans la Péninsule Ibérique, lorsque l'on sait également que les rythmes des grandes masses d'air, et donc par conséquent les déplacements des principales discontinuités frontales, ne diffèrent guère fondamentalement entre les régions de l'Ibérie humide et certaines régions de l'Ibérie sèche ? A cette échelle, le problème essentiel n'est pas de montrer que les différentes régions de la Péninsule Ibérique sont atteintes par les grands fronts, selon des proportions variables. Depuis A. VIAUT (1947)⁽⁵⁷⁾ de nombreux climatologues ont suffisamment décrit les origines et les caractères des grandes surfaces de discontinuité⁽⁵⁸⁾ qui convergent sur l'Europe occidentale et méditerranéenne pour insister longtemps sur ce fait. Il nous paraît plus important de souligner

(55) F. DURAND DASTES (187) p. 57.

(56) V. MASACHS ALAVEDRA (427) p. 41.

(57) A. VIAUT (705) p. 14-15.

(58) P. PEDELABORDE (510) p. 408-410, (512) p. 140-145.

quelques questions soulevées par la génèse et l'activité du front. Pourquoi les fronts sont-ils développés, actifs et accompagnés de systèmes nuageux au-dessus de certaines régions, à certains moments et pas à d'autres alors que les contrastes massiques existent toujours ? Quelles sont les conditions qui entraînent le front polaire à se manifester tantôt au contact de l'air polaire maritime et de l'air tropical, tantôt à l'intérieur même de la masse d'air polaire ? En revanche, les activités irrégulières des grandes discontinuités chaudes qui agissent sur la Péninsule Ibérique (front des alizés, front Saharien, front méditerranéen) ne sont-elles pas les résultats de mécanismes identiques ou fort voisins liés à des formes particulières de circulation des courants d'O dans les latitudes subtropicales ?

Car, il est désormais acquis que les fronts ne sont pas de simples limites thermiques. Dès 1928, T. BERGERON représentait le front actif comme le résultat de mouvements convergents dans des régions de discontinuité massique. Depuis les météorologistes ont insisté sur le rôle dans la frontogénèse des mouvements verticaux et des échanges d'énergie qui en résultent⁽⁵⁹⁾. La frontogénèse apparaît également comme la conséquence des phénomènes thermodynamiques développés à l'intérieur d'une masse d'air homogène⁽⁶⁰⁾. Ainsi, pour T.H. KIRK, le concept de masses d'air n'est pas essentiel à l'explication des fronts qui doit être principalement dynamique ; pour lui, l'évolution des fronts actifs est étroitement liée à la cyclogénèse et aux développements de la circulation dans la dépression⁽⁶¹⁾.

Dès lors, il nous paraît nécessaire pour comprendre la mise en place des principales structures synoptiques, d'abord de préciser les conditions cinématiques favorables à la

(59) S. PETTERSSSEN (538) p. 189.

(60) E. STRINGER (659) p. 462.

(61) T.H. KIRK (344) p. 374.

cyclogénèse et à la frontogénèse, ensuite de voir comment ces conditions dues aux formes de mouvement des courants d'O se combinent avec les facteurs thermiques pour aboutir à la formation des cyclones.

1°) Les conditions cinématiques de la frontogénèse et de la cyclogénèse.

La présence, l'activité d'une grande surface de discontinuité, se traduisent par la formation et l'évolution rapides de cyclones, de dépressions dont le déplacement au-dessus d'une région entraîne des variations brutales de pression et des changements non moins brusques du temps. Ces variations soudaines constituent dans les latitudes moyennes, les perturbations qui se marquent "par une alternance très nette de baisses et de hausses"⁽⁶²⁾ barométriques accompagnée de couvertures nuageuses très denses. La naissance et l'évolution d'une perturbation est donc étroitement liée à la génèse et à l'évolution d'une dépression⁽⁶³⁾, d'un système cyclonique.

La naissance de celle-ci est bien sûr associée aux mouvements atmosphériques créés par les ondulations du courant d'ouest. Ainsi, certaines dépressions stables ou d'évolution lente représentent-elles soit les bases de grandes colonnes froides tourbillonnaires développées dans le cadre d'une vallée planétaire stationnaire, comme la dépression Islandaise qui peut se maintenir réellement plusieurs jours, soit les bases de colonnes plus petites isolées de gouttes froides détachées (cut off-low) qui, nous l'avons-vu, apparaissent fréquemment aux abords de la Péninsule Ibérique. Mais en fait, ces cellules qui constituent un premier ensemble de situations

(62) P. PEDELABORDE (522) p. 169.

(63) P. ESTIENNE et GODARD (213) p. 147.

synoptiques, ne sont pas issues directement des mouvements ondulatoires des courants d'O, comme le laisserait supposer la courbure cyclonique des vallées. Les cyclones sont les résultats d'une évolution qui aboutit à la formation de colonnes à rotation cyclonique, développées sur toute l'épaisseur de la troposphère. Cette évolution est commandée au départ par des interférences entre certaines conditions de mouvement, liées aux ondulations des courants d'O et des discontinuités thermo-dynamiques apparues dans la basse troposphère.

Bien qu'une "théorie" proprement dite des perturbations extratropicales reste à faire⁽⁶⁴⁾ les météorologistes ont, depuis ces trois dernières décennies, souligné le rôle capital de certains facteurs dynamiques pour créer les cyclones qui sont responsables le plus souvent des ondulations des surfaces de discontinuité, contrairement, aux premières descriptions de l'école norvégienne qui présentaient l'ondulation du front polaire comme causes fondamentales de la formation des cyclones.

Toutes les études actuelles sur la cyclogénèse insistent d'abord sur la superposition de champs de mouvements horizontaux, différents à l'intérieur du fluide atmosphérique, la stratification de données cinématiques (du grec Kinêma = mouvement) opposées entre la basse troposphère et la moyenne et haute troposphère. Depuis les travaux de R.C. SUTCLIFFE (1938-1939)⁽⁶⁵⁾, on sait que les mouvements verticaux ascendants, provoquant une baisse de pression, sont activés par l'existence de mouvements convergents au niveau du sol surmontés par des mouvements divergents en altitude⁽⁶⁶⁾, selon un schéma (fig. 2-33) que A. JANSACLAR propose de désigner sous le nom de "modèle convectif"⁽⁶⁷⁾.

(64) P. QUENEY (568) p. 272.

(65) R.C. SUTCLIFFE (667).

(66) P. PEDELABORDE (518) p. 36.

Or, en altitude, la valeur de la divergence varie le long des ondulations des courants d'O. Selon le principe de la conservation de la composante verticale du tourbillon absolu, les mouvements de divergence dominant sur le versant oriental de la vallée planétaire, tandis que la convergence domine sur le versant occidental⁽⁶⁸⁾, du moins en ce qui concerne une ondulation ample et symétrique (fig. 2-33). De fait, sur le côté est de l'ondulation en altitude, l'air se déplace en direction du N, vers des latitudes où le paramètre de Coriolis f augmente, provoquant la diminution du tourbillon relatif et la tendance à l'étalement dans la haute troposphère de la colonne d'air. Les conditions en altitude de la cyclogénèse existent donc sur le versant oriental de la vallée planétaire. De fait, J. BJERKNES⁽⁶⁹⁾ a proposé un modèle simple de cyclone, exposé dans la plupart des grands précis de météorologie dynamique⁽⁷⁰⁾ et par lequel le centre de dépression dans les basses couches s'est creusé sous le versant est de la vallée où domine la divergence (fig. 2-33).

La répartition des conditions cinématiques favorables à la cyclogénèse devient plus complexe lorsque l'ondulation est dissymétrique et que le gradient de pression varie brutalement de chaque côté de l'ondulation. Alors la répartition, des aires de développement cyclonique, des parcelles d'intensification de la circulation cyclonique⁽⁷¹⁾ résultent des effets combinés des formes de la courbure (vallée ou crête) et des variations de la pression des courants d'O en altitude. Car cette fois, en plus de l'ajustement continu du rapport $\frac{f + \zeta}{H}$ en fonction des variations de la hauteur de la colonne d'air H , intervient également un ajustement permanent entre le gradient de pression et la vitesse du vent. Ainsi, les conditions de cyclogénèse apparaissent sur la face

(68) CHROMOW (116) p. 339.

(69) J. BJERKNES (64b) p. 578.

(70) S. PETTERSSSEN (538) p. 300, C.L. GODSKE et col (272) p. 553.
E. PALMEN et C.W. NEWTON (504) p. 145.

(71) J.C. LOCKWOOD (397) p. 213.

R.C. SUTCLIFFE et A.G. FORS'DYKE (669) p. 208

chaude du versant de la vallée où les isohypses se rapprochent brusquement (confluent trough), car le vent qui vient de l'autre versant souffle trop lentement pour le nouveau gradient de pression. Or, c'est ce dernier qui se modifie par l'apparition d'une baisse de pression sur la droite du flux, c'est-à-dire du côté de la crête chaude. Selon le même raisonnement, on démontrerait la répartition des tendances à la cyclogénèse pour les vallées de diffluence (difluent trough), les crêtes à diffluence (difluent ridge) et les crêtes à confluence (confluent ridge) (fig. 2-34).

Enfin, il se produit des ajustements entre la répartition des pressions et les vents lorsque les flux supérieurs ont une direction franchement méridienne. H.H. LAMB⁽⁷²⁾ a insisté sur les effets barométriques le long des courants de N et de S en fonction des changements de latitude. La vitesse V , du vent géostrophique de direction rectiligne, est liée au gradient de pression $\frac{dp}{dn}$ par la fonction suivante :

$$\frac{dp}{dn} = - 2 \rho \omega V \sin \varphi \quad \text{ou } \rho \text{ est la densité de l'air, } 2\omega \text{ la vitesse angulaire de la rotation de la terre.}$$

Pour un même gradient, V varie en sens inverse de $\sin \varphi$ donc de la latitude φ ⁽⁷²⁾. Ainsi, pour un flux de N, V , devrait augmenter rapidement vers les basses latitudes. Mais dans le cas de l'irruption brutale d'un flux de N, la vitesse initiale ne varie guère et c'est la pression qui s'ajuste aux conditions cinématiques. Ainsi, le gradient de pression diminue pour s'adapter à un vent qui souffle trop lentement pour les conditions créées par le paramètre de Coriolis ; de sorte que la pression doit augmenter sur la

(72) H.H. LAMB (366) p. 79 et 109.

Ainsi, selon l'auteur, pour un gradient de : $\frac{1 \text{ mb}}{111 \text{ km}}$
la vitesse est de : 23,6 28,1 36,0
pour les latitudes : $\frac{50^\circ}{40^\circ} \quad \frac{36,0}{30^\circ}$ km/h.

gauche du vent, là où existe la vallée et diminuer sur la droite du flux du côté de la crête anticyclonique. Un flux méridien de N tendra donc à créer sur sa droite des conditions de cyclogénèse qui s'accroissent vers le S avec le déplacement du courant méridien. On démontrerait de même qu'un flux de S accroît les conditions de cyclogénèse sur la gauche puisque pour maintenir sa vitesse initiale, le gradient doit augmenter avec la latitude et provoquer l'accroissement des basses pressions sur la gauche (fig. 2-34) du mouvement. Ce facteur dynamique ne peut que favoriser le détachement des gouttes froides et la formation concomitante des cyclones de surface aux abords de la Péninsule Ibérique, lors de l'établissement d'un flux méridien de N sur l'Europe Occidentale (cf. l'augmentation de la fréquence des "gouttes froides" type "gn" de Brest à La Corogne, de la Corogne à Madrid).

Ainsi, ces effets cyclogénétiques construisent continuellement de nouveaux systèmes de pression ou détruisent les anciens⁽⁷³⁾. Il se produit ainsi d'incessantes variations de la valeur du tourbillon relatif, de la "vorticité". Mais un accroissement du tourbillon relatif, une "advection de vorticité" que l'on repère en première approximation par un changement brutal des espacements des isohypses⁽⁷⁴⁾ ne suffit pas pour provoquer le creusement d'une dépression et le développement d'un système de vents tourbillonnaires autour de celle-ci. Encore faut-il que l'évolution du système soit alimentée par un apport d'énergie. Justement ce dernier est réalisé par des processus qui se développent d'abord dans la basse troposphère, par des variations rapides de la position des masses d'air, par l'accélération de mouvements verticaux de chaque côté de la surface frontale qui les sépare.

(73) H.H. LAMB (367) p.105.

(74) J. LEPAS et G. ROCHE (386) 12-10, le tourbillon est positif donc cyclonique lorsque "l'écartement des isohypses croît du côté des niveaux les plus faibles".

2°) L'instabilité barocline dans la troposphère inférieure.

Ces conditions qui aboutissent à la transformation d'énergie potentielle en énergie cinétique, résultent du développement de l'instabilité barocline dans les basses couches de la troposphère. Nous avons déjà vu que le front polaire surmonte une couche atmosphérique dont la structure barocline est caractérisée par le recoupement des surfaces d'égale densité et des surfaces d'égale pression par opposition à la structure barotrope où ces surfaces sont parallèles. Or, les météorologistes, considèrent que le développement des perturbations est lié étroitement à la présence d'une instabilité barocline dont la définition mathématique a été précisée par J.G. CHARNEY (1947) et par J. FJORTOFT (1951). Ainsi, la convergence au sol des mouvements horizontaux provoque l'amorce de mouvements verticaux. Puis, ceux-ci sont accélérés par le renforcement de la structure barocline, qui se traduit par l'augmentation de la pente des surfaces isobariques. Par suite, le long des surfaces isobariques, comme le fait remarquer E.C. BARRETT⁽⁷⁵⁾ l'air lourd froid descend plus rapidement et l'air chaud léger accélère son ascension. Des mouvements verticaux plus intenses se développent de part et d'autre du front qui se redresse et accentue la séparation entre les masses d'air. Dès lors, tandis que l'air froid continue à s'affaisser, l'air chaud continue à s'élever et le déplacement vers le haut de son centre de gravité provoque l'accroissement de l'énergie potentielle qui sera transformée en énergie cinétique⁽⁷⁶⁾. En effet, la partie supérieure de la colonne d'air chaud dilatée et déséquilibrée tend à se déplacer en direction de l'air froid qui s'étale de son côté, d'où accélération de la convergence et entretien des mouvements verticaux.

(75) E.C. BARRETT (17) p. 315.

(76) C.L. GODSKE (272) p. 255 E.T. STRINGER (559) p. 117.

Ainsi, des processus cumulatifs : divergence et accroissement du tourbillon relatif sur le versant oriental de la vallée planétaire en altitude, soulèvement dans les basses couches de l'air chaud, aboutissent à une baisse de pression dans la troposphère inférieure qui se propage rapidement à toute la troposphère et vient à son tour accentuer la courbure cyclonique de l'ondulation planétaire. La déformation du champ barométrique s'accompagne d'une accélération des vents tourbillonnaires qui traduisent le transfert d'énergie potentielle en énergie cinétique⁽⁷⁷⁾. Or, ces déplacements horizontaux de l'air chaud et de l'air froid produisent à leur tour une déformation, une ondulation du front dont le renforcement accentue le contraste des masses d'air.

Bien des éléments restent encore inconnus en ce qui concerne le développement concomitant du cyclone et du front. Il est certain que les contrastes thermiques dans les basses couches de l'atmosphère s'ajoutent à la convergence cinématique pour provoquer l'instabilité barocline. La frontogénèse et la cyclogénèse sont effectivement actives dans les régions maritimes où le gradient horizontal des températures de surface est élevé : côtes SE de l'Asie et de l'Amérique du Nord, bordure septentrionale de la Mer Méditerranée en hiver par exemple⁽⁷⁸⁾. Cette prédilection géographique s'explique en outre par le fait que la production d'énergie potentielle nécessaire à la genèse du système cyclonique est renforcée par le dégagement de chaleur latente de condensation de l'air chaud et humide qui contribue à activer l'ascendance⁽⁷⁹⁾. Enfin, H. PICHLER dans une étude récente sur la cyclogénèse dans les latitudes moyennes, insiste également sur l'apparition d'une ondulation du front sous l'effet du cisaillement du vent,

(77) P.S. SMITH (546) p. 421.

(78) E. PALMEN et C.W. NEWTON (504) p. 238.

(79) E. PALMEN et C.W. NEWTON (504) p. 311.

accroissement rapide de la vitesse avec l'altitude, accompagnant l'instabilité barocline⁽⁸⁰⁾.

Quoi qu'il en soit, la cyclogénèse dans les latitudes moyennes est bien le résultat de la superposition d'une perturbation barocline dans la troposphère inférieure et d'une déformation barotrope du courant d'ouest, dans la troposphère moyenne et supérieure selon P. QUENEY. Seulement, cette superposition peut se réaliser à différents endroits de la vallée des grands courants d'O.

3°) La variabilité des mécanismes cyclogénétiques.

Comme nous venons de le voir, les conditions favorables à la cyclogénèse se développent principalement dans le cadre du versant oriental de la vallée planétaire. De fait, actuellement, les météorologistes semblent admettre comme processus de cyclogénèse le plus fréquent, le modèle proposé depuis 1956 par S. PETTERSSSEN⁽⁸¹⁾. Pour lui effectivement, le développement d'une perturbation cyclonique est assuré par l'arrivée, à proximité d'un front stationnaire, du versant oriental d'une vallée planétaire où se produit une augmentation brutale de la "vorticité", du tourbillon relatif. L'advection de cette vorticité et de la divergence en altitude produit un déséquilibre qui est alors compensé par une puissante convergence au niveau de la mer responsable à son tour, nous l'avons vu, de l'accroissement de la structure barocline du front (fig. 2-35). L'ondulation du front semble donc se développer après le creusement de la dépression sur le versant oriental de la vallée planétaire où se réalise principalement la conversion de l'énergie potentielle en énergie cinétique⁽⁸²⁾.

(80) H. PICHLER (544) p. 8.

(81) S. PETTERSSSEN (538) p. 335. S. PETTERSSSEN & S.J. SMEDYE (540)

(82) E. PALMÉN (501) p. 219.

p. 458.

Cependant, il existe d'autres processus cyclogénétiques qui aboutissent dans le versant occidental de la vallée, cette fois, au développement d'une ondulation du front précédant le creusement apparent d'une dépression.

Ainsi, un type de cyclogénèse peut se produire à la limite du secteur postérieur d'une profonde dépression stabilisée au S de l'Islande. Une telle dépression dont le développement s'est fait parallèlement à l'extension de l'ondulation cyclonique des courants d'O, peut être responsable à son tour d'une nouvelle expulsion polaire, -comme l'ont souligné F. DEFANT et H. TABA⁽⁸³⁾. Dans son secteur occidental, elle dirige aussi de l'air froid qui s'écoule en altitude en fonction de grandes vitesses. Cette extension rapide vers le S dans la moyenne troposphère s'accompagne d'une augmentation sensible du tourbillon relatif. Or, l'accroissement de la "vorticité" se produit dans une région, au-dessus de l'Atlantique, où commence à arriver un front chaud associé à une dépression évoluant sur Terre Neuve et le Labrador. Dès lors, le front, sous l'effet de ce facteur dynamique, devient instable et ondule une nouvelle fois, selon un enchaînement que l'on peut facilement suivre sur les cartes du 14 et 15 février 1963 (fig. 2-35b). Cette déformation du front est encore la conséquence de la superposition d'une augmentation du tourbillon relatif en altitude, accompagnée d'un fort cisaillement, et d'une surface frontale de structure barocline développée. En revanche cette fois, la baisse de pression n'est guère sensible au début, la dépression ne se creuse vraiment que dans le fond du golfe de Gascogne (15 février 18 h), là où la surface de la mer est un peu plus chaude et où le contraste thermique avec les terres environnantes est élevé, en cette période hivernale.

En somme, une dépression atlantique évoluée est à

(83) F. DEFANT et H. TABA (159) p. 433.
F. DEFANT (157) p. 324.

l'origine d'une nouvelle ondulation du front polaire qui à son tour aboutit à la création d'une dépression secondaire entraînée par le flux d'O.

Enfin, une cyclogénèse peut également se développer, selon des phases quasi semblables, sur le versant occidental d'une vallée planétaire de grande amplitude, en circulation méridienne. La dépression qui se forme dans la journée du 10 mars 1958 en est une remarquable illustration. Une nouvelle offensive d'air arctique, détaché au NE du Groenland (8 mars 1958, 12 h) entraîne l'accélération du flux de N et l'accroissement du tourbillon relatif sur la façade atlantique de l'Europe, entre l'Islande et la Péninsule Ibérique. Le cisaillement élevé sous le jet arctique provoque l'instabilité du front de tracé méridien qui ondule. Mais, c'est seulement dans le golfe de Gascogne que l'ondulation apparaît liée à une dépression (10 mars 18 h, fig. 2-35 C) dont la formation rappelle celle de la dépression ligurienne à la suite des expulsions septentrionales sur le bassin méditerranéen.

Les conditions géographiques, contrastes thermiques, configuration du Golfe de Gascogne ont activé la cyclogénèse, mais en fait, celle-ci est d'abord associée à une modification des lignes des courants⁽⁸⁴⁾, à une modification du champ cinématique. Bien sûr, le bloc montagneux de la Péninsule Ibérique oblige les fronts à se déformer au cours de leur extension vers le S. Fréquemment, les surfaces de discontinuité se moulent sur les massifs cantabriques ou les Sierras Centrales (fig. 2-35 d) selon l'évolution décrite par T. BERGERON (1928) et reprise depuis par la plupart des principaux précis de météorologie et de climatologie⁽⁸⁵⁾. Ces

(84) P. QUENEY (562) p. 110.

(85) S.P. CHROMOW (116) P. 300 B.P. ALLISOW (2) p. 202,
C.L. GODSKE et col.(272) p. 612.

déformations ont tendance à augmenter la convergence des masses d'air et donc à créer les conditions de cyclogénèse au-dessus de l'Espagne. Mais cette cyclogénèse régionale d'origine orographique est moins fréquente que dans le Bassin Méditerranéen⁽⁸⁶⁾ et les perturbations qui en sont issues, jouent seulement un rôle très secondaire sur la circulation atmosphérique du SO de l'Europe et de la Péninsule Ibérique elle-même.

Les perturbations cycloniques naissent le plus souvent loin de cette région. Elles l'abordent avec des structures qui résultent des évolutions thermodynamiques des différents types de circulation synoptiques dans les latitudes moyennes.

(86) P. PEDELABORDE (522) p. 154.

- II - LES STRUCTURES SYNOPTIQUES SUR LE SO DE L'EUROPE

=====

Effectivement, les situations cycloniques au-dessus de cette partie de l'Europe correspondent aux structures évolutives de systèmes qui se sont créés dans des régions plus lointaines. La classification de ces situations doit donc tenir compte des séquences de ces structures. En revanche, les systèmes anticycloniques ont tendance à se construire plus fréquemment à proximité de la façade atlantique de l'Europe. Leurs structures plus complexes qu'on ne le pense généralement, dépendent de combinaisons multiples entre les facteurs thermiques et les conditions de mouvement étroitement associées à la circulation planétaire des courants d'O.

- A) LES EVOLUTIONS DES PRINCIPALES STRUCTURES CYCLONIQUES

Si des incertitudes entourent encore la formation des dépressions, en revanche, les évolutions parallèles du cyclone et des fronts des régions de latitudes moyennes, sont bien connues. Ces évolutions dépendent d'abord des conditions de la circulation générale à l'échelle zonale qui permettent soit le déplacement rapide de cyclones suivant des trajectoires zonales ou méridiennes, soit la stabilisation répétée de dépressions sur des régions préférentielles. Ainsi la Péninsule Ibérique, comme l'ensemble de l'Europe occidentale est soumise à l'action de divers systèmes cycloniques, dont la connaissance des structures évolutives s'améliore

constamment. Ces systèmes ont d'ailleurs fait l'objet de nombreuses classifications dont le critère essentiel repose principalement sur les directions suivies par les dépressions dans les basses couches de l'atmosphère. C'est depuis les travaux de J. VAN BEBBER sur les trajectoires des minima barométriques (1891) que météorologues et climatologues ont défini les principales voies empruntées par les noyaux de basses pressions sur l'Atlantique et l'Europe. Bien sûr, en fonction de ce critère, les classifications ont évolué à la suite du développement de nos connaissances sur les masses d'air et les fronts que le météorologue allemand ne soupçonnait pas à la fin du 19^e siècle. L'adoption de ce genre de classification soulève encore des problèmes : les trajectoires retenues par différents auteurs ne sont pas toujours identiques, d'autre part, certains auteurs, A. VIAUT P. PEDELABORDE définissent principalement les trajectoires des perturbations, c'est-à-dire des noyaux de baisse délimités sur les cartes d'isallobares, sur les cartes de variation de pression, tandis que T.M. THOMAS précise les trajectoires cycloniques en fonction des déplacements suivis par les centres dépressionnaires (fig. 2-36).

Une première analyse d'un échantillon de cinq ans (1956-1960) nous a permis de nous rendre compte, premièrement que les cartes d'isallobares n'apportent guère plus de renseignements que les cartes isobariques en ce qui concerne le SO de l'Europe et en particulier la Péninsule Ibérique, deuxièmement que les différentes solutions proposées se révèlent insuffisantes pour rendre compte des circulations cycloniques à travers ou à proximité de la Péninsule Ibérique. Ainsi, avons-nous adopté une classification de trajectoires s'inspirant des travaux de A. VIAUT⁽⁸⁷⁾ et de P. PEDELABORDE⁽⁸⁸⁾ dont la complémentarité rend mieux compte des circulations

(87) A. VIAUT (705) p. 2.

(88) P. PEDELABORDE (522) p. 107.

cycloniques ibéro-méditerranéennes. Toutefois, nous avons défini les tracés en fonction des passages des centres cycloniques, sauf pour certains types de perturbations, comme les perturbations de NE (voie VII) qui correspondent à de brusques variations négatives de pression, sans la présence d'une dépression dans les basses couches, et à une circulation cyclonique en latitude. Principalement, il nous paraît important à l'échelle synoptique de séparer nettement, comme le souligne P. BIROT⁽⁸⁹⁾ les perturbations cycloniques qui parcourent plusieurs kilomètres en une journée, et les dépressions stabilisées, quasi-stationnaires⁽⁹⁰⁾ pendant plusieurs jours sur quelques régions bien déterminées (fig. 2-36 - E & F). Car, les dépressions de ce second type sont relativement nombreuses autour de la Péninsule Ibérique, et entraînent au-dessus de cette dernière des conditions originales de circulation atmosphérique.

Les conditions du temps dans les différents domaines de la Péninsule Ibérique dépendent d'abord des structures que présentent les différents systèmes cycloniques. A l'échelle synoptique, l'état du ciel résulte effectivement du stade évolutif dans lequel se situe chacun de ces principaux systèmes cycloniques.

1°) L'évolution des perturbations cycloniques d'O à déplacement rapide.

Des dépressions suivent les nombreuses trajectoires ouest-est numérotées d'après VAN BEBBER de I-II et IV ; nous avons repris ce dernier numéro pour désigner aussi bien les dépressions qui longent les côtes de la Manche (IV m) que celles qui traversent le Golfe de Gascogne (IV. g), la Péninsule Ibérique (IV i) ou passent par le nord du Maroc (IV ma).

(89) P. BIROT (56) p. 86.

(90) T.M. THOMAS (681) p. 327.

Ces systèmes cycloniques représentent l'activité la plus fréquente du front polaire, et parfois pour ce qui concerne la voie la plus septentrionale, l'activité du front arctique⁽⁹¹⁾. Quelle que soit la trajectoire suivie, l'évolution du système cyclonique d'O est essentiellement définie par rapport aux différentes phases de la déformation du front séparant l'air chaud de l'air froid. Cette dynamique frontologique est le plus souvent décrite en fonction du modèle proposé par l'école norvégienne, au lendemain de la première guerre mondiale⁽⁹²⁾. Cependant, au cours de la dernière décennie, l'utilisation des renseignements fournis par les échos-radar et par l'imagerie satellitaire d'une part et les connaissances récentes sur les échanges d'énergie atmosphère-substratum géographique d'autre part ont permis aux météorologues de préciser les structures frontales et les évolutions des masses d'air, alimentant les différents secteurs de la perturbation cyclonique.

Aussitôt, après le stade de la cyclogénèse dans les conditions analysées ci-dessus, dépression et déformation du front se développent sous le versant oriental de la vallée planétaire. La pointe de l'air chaud autour de laquelle se développe le cyclone, se traduit par la présence d'un système nuageux dense (Ac ; St, Ns) en forme de chapeau de gendarme avec un bord généralement plus large du côté du front chaud et une sorte de queue étirée le long du front froid. Dans cette première phase de jeunesse, le système nuageux triangulaire s'épaissit tandis que le cyclone continue à se creuser, à s'étendre en altitude, entraînant une augmentation

(91) P. PEDELABORDE (522) p. 106.

(92) J. BJERKNES et H. SOLBERG (72) 18 p., description reprise dans la plupart des précis, entre autres C.L. GODSKE et col. (273) p. 536 A. VIAUT (707) p.168 P. PEDELABORDE (522) p. 163 ESTIENNE A. GODARD (213) p. 152.

de l'amplitude de la vallée froide⁽⁹³⁾. Dans la moyenne troposphère, se développe alors un système de vents tourbillonnaires dans le sens cyclonique qui se traduit par le tracé entièrement circulaire des isohypses sur les cartes à 500 mb. Dès lors, le système nuageux s'allonge avec le versant de la vallée planétaire, et son extrémité semble amorcer un mouvement de rotation, dessiner un début de spirale. Cette évolution du système nuageux coïncide en réalité avec le début de la phase connue sous le nom d'occlusion, et caractérisée selon le modèle norvégien par la jonction du front chaud et du front froid.

Jusqu'à ce stade de l'occlusion, la perturbation cyclonique jeune est définie par une structure dont les différents éléments commencent à être mieux connus. Une synthèse des études récentes permet de retenir un modèle de perturbation au stade actif (fig. 2-38) et de mieux saisir les conditions de changement de temps à l'arrivée d'une telle situation synoptique sur l'Europe du SO. Au niveau du sol, l'ondulation du front se développe plus au S de la zone frontale d'altitude qui est caractérisée sur sa bordure droite par la présence du jet stream rapide⁽⁹⁴⁾, avec variations brutales de vitesses du vent, ou surface de cisaillement. L'ondulation anticyclonique de cette zone frontale, qui ne coïncide pas exactement avec l'ondulation du courant d'O, encadre selon la description de C.W. NEWTON⁽⁹⁵⁾ le système nuageux peu convectif (Ci, As et stratus) qui s'étale en avant du tracé au sol du front chaud. De son côté, le système nuageux très convectif, fournissant les averses les plus intenses, est disposé parallèlement au front froid à l'intérieur du secteur chaud où converge les filets de l'air instable et où les

(93) E. PALMÉN C.W. NEWTON (504) p. 326.

(94) J. VEDERMAN (702) p. 240.

(95) C.W. NEWTON (478) p. 153.

mouvements ascendants sont les plus violents (fig. 2-38 C). Cette disposition générale est confirmée par les analyses fines entreprises par les météorologues britanniques K.A. BROWNING et T.W. HARROLD (1969-1970) qui, s'appuyant sur les études des échos radar ont confirmé les analyses de W.K. WIDGER (1964)⁽⁹⁶⁾ et défini dans les systèmes nuageux frontaux, l'existence des bandes de plus forte instabilité convective disposées parallèlement au front⁽⁹⁷⁾. Ainsi s'explique le contraste entre les précipitations uniformes et de faible intensité du début du front chaud et les pluies plus intenses, mais plus irrégulières dans le temps, lors du passage de la base du front chaud et à l'approche du front froid (fig. 2-38 d). Ces données sont donc étroitement liées à la nature de l'air chaud, à son alimentation en vapeur dans les basses couches, aux conditions d'échanges de chaleur entre la surface de l'Océan et l'atmosphère. Ces conditions interviennent en outre dans l'évolution des aspects du temps dans le secteur postérieur froid de la dépression. S. PETTERSEN, D. BRADURY et K. PEDERSON ont effectivement calculé, pour une perturbation type, le flux de chaleur fourni par l'Océan à l'atmosphère et ont montré que cet apport de chaleur sensible et de chaleur latente tend vers un maximum en arrière du front froid où se produit un accroissement des nuages convectifs (cumulus congestus et cumulonimbus) responsables d'un redoublement d'averses après le passage du front froid⁽⁹⁸⁾.

Ces structures nuageuses se maintiennent au cours du développement de l'occlusion. Toutefois, le système nuageux du front chaud tend à disparaître. Mais, le système nuageux convectif à l'avant du front froid se prolonge par le système nuageux du front occlus, au N du jet stream qui passe désormais

(96) W.K. WIDGER (728) p. 281.

(97) K.A. BROWNING et T.N. HARROLD (90) p. 295 (91) p.322.

(98) S. PETTERSEN et col.. (539) p. 246.

juste au-dessus de la pointe du secteur chaud⁽⁹⁹⁾. Ce système nuageux du front occlus, d'apparence plus discontinue, vient s'enrouler autour de l'axe de la dépression⁽¹⁰⁰⁾ et donne l'impression qu'un tourbillon atmosphérique, à l'image d'un tourbillon de torrent, aspire l'air chaud humide qui dans la colonne dépressionnaire froide continue à alimenter d'abondantes condensations. C'est à ce stade que les perturbations d'O des voies I, II et IV abordent fréquemment l'Europe Occidentale qui est alors balayée par une vaste bande nuageuse de forme arquée où l'on ne distingue plus guère de front chaud (Ex. 22 mai 1967 ou le 21 septembre 1968). La densité de la couverture nuageuse et l'intensité des précipitations dépendent, bien sûr, de la nature de l'air chaud, mais aussi des conditions de l'écoulement de celui-ci qui est entraîné dans des mouvements ascendants ou descendants. En fonction de ces mouvements, les météorologistes distinguent⁽¹⁰¹⁾ : les fronts froids actifs, les anafronts où l'air chaud est fortement soulevé (10 cm par sec. en moyenne) par un air froid plus rapide et les katafronts moins actifs du fait du déplacement accéléré de l'air chaud qui s'affaisse à l'avant du front froid. Or, ceux-ci accompagnent plus fréquemment les cyclones dont l'occlusion est très avancée.

De fait, la spirale commence à se désagréger, à se décomposer en bandes séparées qui se prolongent le plus souvent par des queues de gros nuages cumuliformes disposées selon les lignes de flux de la vallée planétaire. C'est que cette volute nuageuse s'étire, car la pointe du secteur chaud, le départ du front occlus, se déplace plus rapidement vers l'ouest, entraîné par le jet qui souffle désormais dans le secteur S de la dépression⁽¹⁰²⁾ Dès lors, l'alimentation

(99) L.F. WHITNEY - A. TIMCHALK et T.I. GRAY (726) p. 134.

(100) R.J. BOUCHER et R.J. NEWCOMB (81) p. 132.

(101) E.T. STRINGER (659) p. 443.

(102) J. VEDERMAN (702) p. 241.

en air chaud se raréfie, provoquant une diminution de l'énergie potentielle, puis de l'énergie cinétique.

La perturbation entre ainsi progressivement dans la dernière phase de dégénérescence, le "decaying stage"⁽¹⁰³⁾. Celui-ci est caractérisé par une dislocation de la spirale qui fait place à des lambeaux nuageux isolés répartis autour du centre de la dépression qui se comble lentement⁽¹⁰⁴⁾. Finalement, il ne reste plus qu'une bande nuageuse discontinue, le long du front qui devient stationnaire sur la limite méridionale de la dépression. Ce front ondulera de nouveau lorsqu'une advection du tourbillon se produira à l'approche d'un autre versant oriental de la vallée planétaire ou lorsqu'une nouvelle expulsion froide se réalisera dans le secteur SO de cette dépression ancienne (cf. 4 nov. 1968)⁽¹⁰⁵⁾.

Toutefois, bien avant le comblement du cyclone dégénéré, des conditions de frontogénèse peuvent se développer dans le secteur froid postérieur. Les variations géographiques des caractères de la surface de l'océan, le renouvellement brusque de l'air froid dans ce secteur, peuvent entraîner avant le développement d'une nouvelle cyclogénèse, la formation d'une surface de discontinuité secondaire. Elle part généralement de la tête de la spirale du front occlus qu'elle semble prolonger comme le confirme certaines photos de satellite⁽¹⁰⁶⁾. D'ailleurs, certains de ces fronts secondaires résultent d'une régénération d'un élément du front occlus qui entraîné par le mouvement cyclonique, débouche dans ce secteur froid postérieur où il redevient un front actif, selon le mécanisme qui aboutit à la formation d'une rétrograde décrite par REFSDAL (1930)⁽¹⁰⁷⁾.

(103) The use of satellite pictures in weather analysis and forecasting (745) p. 129.

(104) E.C. BARRETT (17) p. 333 P. HLACHOVA et V.VITEK (306) p. 482.

(105) The use of satellite pictures... (745) p. 121.

(106) id. (745) p. 108.

(107) cité dans S.P. CHROMOW (116) p. 325.

Ces aspects évolutifs changent lorsque les dépressions suivent des voies méridiennes.

2°) Les dépressions à trajectoires méridiennes.

Les perturbations liées à des ondulations de forte amplitude en circulation méridienne lente naissent généralement à proximité de l'Europe occidentale contrairement aux perturbations d'O. Pourtant, bien qu'elles soient au début du stade de développement, elles n'abordent pas toujours la Péninsule Ibérique par leur front chaud ; entraîné par le flux méridien c'est le front froid seulement qui traverse cette région.

a) Les systèmes cycloniques de SO et de S

D'abord les perturbations qui apparaissent sur le versant oriental de la grande vallée planétaire suivent les trajectoires SO-NE (VI). Parmi celles-ci, il faut d'abord distinguer les perturbations du front polaire lui-même, orienté SO-NE⁽¹⁰⁸⁾. Les perturbations de SO naissent et se développent dans les mêmes conditions que les perturbations d'O, avec peut-être une instabilité barocline plus forte dans les basses couches du fait d'un contraste de masses d'air plus violent. Surtout, la nature de l'air chaud très humide (transfert de chaleur plus élevé au-dessus de l'océan dans les latitudes subtropicales) est responsable de la formation d'un système nuageux dense mais très allongé. De fait, il comporte les mêmes données de structure que le système accompagnant la perturbation de l'O, mais il est beaucoup plus étiré en latitude (fig. 2-39). Aussi, sur les photos de satellite, la délimitation entre le système nuageux du front chaud et celui du front froid est-elle difficile, bien

(108) P. PEDELABORDE (512) p. 142.

que la pointe d'air chaud soit souvent large⁽¹⁰⁹⁾. Généralement pour une perturbation de SO évoluant sur l'Atlantique, c'est la bande nuageuse très convective du front froid qui atteint la façade O de la Péninsule Ibérique. Enfin, autre originalité, lors du développement de l'occlusion, la spirale nuageuse se développe au voisinage du front froid, de sorte qu'elle peut rapidement succéder au système nuageux épais de la pointe du secteur chaud, au-dessus d'une même région.

La stagnation du versant oriental de la grande vallée planétaire au-dessus de l'Europe du SO peut être à l'origine d'une advection de l'air chaud tropical continental qui se heurte à l'air maritime plus frais, donnant réellement naissance à une perturbation du front des Alizés, FAL. Une telle perturbation apparaît clairement, envahissant le S du Portugal sur la photo de satellite du 8 septembre 1968 (fig.2-39), tandis qu'une dépression à l'E des Açores est en voie de comblement, à peine marquée par des bandes circulaires de nuages isolés. Incontestablement, cette perturbation jalonne bien le déplacement vers le N de l'air saharien au contact de l'air maritime réchauffé après son affaïssement vers le sud (nuages cotonneux à Madère et les Canaries). Mais cette perturbation peu active, quelques pluies éparses dans l'intérieur de la Péninsule, se disloque rapidement et ne débouche pas au-delà du versant septentrional des Cantabriques, au-dessus duquel se développent des nuages d'onde. En revanche, l'air maritime réchauffé entraîné vers le N par la perturbation de FAL provoque sur la bordure E de la vieille dépression, une nouvelle frontogénèse.

(109) Selon M. LE LINIVIN du CEMS de LANNION, l'interprétation des photos de satellite pour les latitudes moyennes ne se pose guère en termes de front chaud et de front froid.

b) Les systèmes cycloniques de N

Les perturbations de N liées à ces systèmes ont une évolution plus rapide. Nous avons vu que les perturbations qui empruntent des voies à composante N (V et III) se forment sur le versant occidental de la vallée planétaire lorsque se produit une brusque accélération du jet, avec un fort cisaillement.

Les perturbations de NO, dont les développements représentent les activités du front polaire dérivé, FPD, naissent à proximité de l'extrémité de la vallée où la colonne cyclonique se forme rapidement. C'est dans le secteur SO de ce vortex que l'ondulation du front évolue, selon les mécanismes identiques à ceux des perturbations d'O. La perturbation de NO atteint le golfe de Gascogne et la Péninsule Ibérique, avec la structure d'une perturbation au début du stade de développement. Mais cette fois, tous les éléments de la perturbation traversent les régions septentrionales de l'Espagne envahies par un système nuageux épais en forme de virgule.

Les structures des perturbations, de N, voie III sont parfois des manifestations du front arctique et offrent le plus souvent des caractères originaux. Car nous savons qu'elles résultent d'abord d'une activité frontogénétique, en liaison avec le jet NS du versant occidental de la grande vallée planétaire.

Dès lors, l'ondulation du front au tracé méridien est étroite, parfois même il se forme une simple discontinuité à l'intérieur de l'air froid d'origine arctique, provoquée par le réchauffement de son secteur le plus méridional. Le gradient thermique NS dans la basse troposphère est assez élevé pour entraîner la formation d'une surface de discontinuité secon-

daire, dans des conditions semblables à celles que E. PALMÉN a décrites pour expliquer la formation du front à l'intérieur des puissantes expulsions polaires⁽¹¹⁰⁾. De sorte que le front qui caractérise ce genre de perturbation, s'allonge en longitude et balaie entièrement l'Europe occidentale. Les météorologistes britanniques T.W. HARROLD et K.A. BROWNING ont également utilisé les données fournies par le radar, pour proposer un modèle de perturbation de N. Ils ont montré en particulier que les puissants mouvements ascendants (10 cm s^{-1} en moyenne) sont fort localisés et expliquent la présence d'un noyau très convectif de faible étendue à l'intérieur de la bande nuageuse⁽¹¹¹⁾. Ce caractère explique que l'évolution du temps dans une région de l'Europe occidentale dépend très étroitement de sa position relative par rapport à la trajectoire de ce noyau central de la perturbation. Ainsi, la Bretagne et la Galice sont fréquemment traversées par des systèmes nuageux dégradés responsables de faibles précipitations, lors des évolutions des perturbations de la mer du Nord au bassin Occidental de la Méditerranée, cf. le 26 nov. 1969 (fig. 2-39).

3°) Les systèmes cycloniques stabilisés.

Ce sont les dépressions qui se maintiennent pendant plusieurs jours, trois jours au moins, sur la même région selon l'analyse synoptique quotidienne. Il ne faut donc pas les confondre avec les dépressions qui apparaissent sur les cartes barométriques moyennes (décadaires ou mensuelles) et qui, à cette échelle du temps, peuvent être considérées comme des creux barométriques déduits du calcul statistique.

(110) E. PALMÉN (500) p. 351. C.W. NEWTON et E. PALMÉN (480) p. 99.

(111) T.H. HARROLD et K.A. BROWNING (292) p. 712-713.

La dépression de surfaces stabilisée se prolonge en altitude par une ondulation stationnaire grandement développée ou une dépression froide isolée, une goutte froide. Elle représente donc généralement la phase lente finale de l'évolution d'une des situations cycloniques précédentes⁽¹¹²⁾. Ainsi, l'on peut distinguer, d'une part, les dépressions sur l'Atlantique N et les Iles Britanniques qui correspondent aux prolongements des derniers stades des perturbations d'O de SO et, d'autre part, des dépressions plus petites qui stagnent de préférence dans les régions SO de l'Europe, aux abords de la Péninsule Ibérique (fig. 2-36 F) et qui sont liées aux gouttes froides détachées (cutoff low)⁽¹¹³⁾.

a) Les dépressions stables sur l'Atlantique N

Elles sont les plus représentatives. A l'échelle synoptique c'est souvent la dépression islandaise de grande taille qui s'étend jusqu'à l'Europe occidentale. En circulation zonale, elle correspond à un brusque ralentissement du déplacement vers l'E d'une profonde dépression venue des régions septentrionales de l'Amérique du N. Toutefois, le corps nuageux du front occlus continue sa course vers l'Europe où il commence à se développer faisant rapidement place à un ciel clair. Celui-ci se maintient jusqu'à l'arrivée d'une discontinuité interne à l'air froid, apparue dans le secteur méridional de la dépression, cf. la photo de satellite analysée par les météorologistes dans le Note Technique n° 124 de la WMO⁽¹¹⁴⁾ ou jusqu'à l'apparition d'une nouvelle ondu-

(112) Situation cyclonique stagnante de type C de H.H. LAMB (366) p. 6.

(113) E. PALMÉN et C.W. NEWTON (504) p. 278. Ces auteurs soulignent la similitude entre cette partie de l'Europe et le SO des Etats-Unis où apparaissent fréquemment des dépressions froides isolées.

(114) The use of satellite pictures... (745) p. 121.

lation du front qui aboutit à une cyclogénèse secondaire dans les conditions étudiées préalablement.

Mais le plus souvent, la dépression stabilisée sur l'Atlantique est associée à une phase de circulation lente bloquée et son déplacement vers l'E est entravé par une ondulation anticyclonique stationnaire sur l'Europe. Dans ces conditions, le système cyclonique évolue sur place avec ses différents stades. Dès lors, la Péninsule Ibérique est traversée en diagonale dans des conditions identiques à celles d'un régime cyclonique de SO, par un corps nuageux qui se transforme rapidement selon une évolution que l'on peut suivre du 13 avril au 16 avril 1968 (fig. 2-40).

b) Les dépressions lusitano-ibériques sur la façade atlantique.

Ce deuxième groupe représente les situations synoptiques les plus originales pour la Péninsule Ibérique par rapport au reste de l'Europe Occidentale⁽¹¹⁵⁾.

Elles dépendent de :

- la localisation de la colonne cyclonique froide par rapport à la Péninsule Ibérique,
- l'origine de cette colonne (gw, gs ou gn) selon les types de circulation dans la moyenne troposphère (cf. fig. 2-10 à 2-12).

Cependant, ces situations synoptiques présentent des caractères dynamiques communs qui permettent de comprendre par la suite les caractères généraux de l'évolution du temps.

(115) P. RODRIGUEZ FRANCO (599) p. 18 - A.HUETZ DE LEMPS
(317) p. 67.

Les structures générales de ces systèmes cycloniques sont en effet caractérisées par deux états du ciel fortement contrastés : au SE et à l'E un ciel très nuageux, à l'O et au NO un ciel très dégagé. Cette opposition est le résultat de l'ondulation du front qui permet la pénétration de l'air chaud et humide dans le secteur SE de la colonne froide (cf. photo du satellite Essq 8 du 19 nov. 1969).

Cette activité frontogénétique est due à la convergence de facteurs dynamiques et thermiques. S. PETTERSSSEN⁽¹¹⁶⁾, reprenant les analyses de E. PALMÉN insiste sur la distribution des mouvements verticaux, dans la cellule froide détachée qui tend à s'affaïsser sur le S. Or, le mouvement de subsidence qui en résulte, est sensible dans le secteur N de la colonne froide, tandis qu'un mouvement ascendant s'ébauche vers la limite sud, où l'augmentation de l'épaisseur de l'atmosphère entraîne, nous le savons, l'augmentation du tourbillon relatif. De plus, sur cette bordure méridionale le gradient thermique est élevé dans la troposphère inférieure. Il suffit alors, soit d'une nouvelle poussée chaude, soit d'une nouvelle expulsion froide alimentée par le passage plus au N d'une nouvelle vallée planétaire (cf. régénération des gouttes froides-pour provoquer une frontogénèse. Celle-ci donne naissance à un corps nuageux dense et convectif, alimenté par l'air chaud et humide brutalement refroidi au cours de sa pénétration dans la goutte froide. C'est à Y.P. HSIEH (1949) qu'il revient pour la première fois de proposer un schéma structural des phénomènes de condensation à l'intérieur de cette cellule froide (fig. 2-40), un modèle d'ailleurs repris régulièrement par E. PALMÉN dans ces études sur les perturbations extratropicales⁽¹¹⁷⁾.

(116) S. PETTERSSSEN (533) p. 248.

(117) E. PALMÉN (500 Ø p. 616, E. PALMÉN et C.W. NEWTON (504) p. 280.

La nature de la perturbation ainsi créée, son activité, le parcours qu'elle effectue, varient en fonction de l'origine de l'air chaud humide. Ainsi, dans les dépressions qui se creusent face à la Péninsule, dépressions lusitaniennes l'air océanique relativement chaud alimente parfois une perturbation d'O traversant sur une courte trajectoire la Péninsule Ibérique et la Méditerranée occidentale. Le corps nuageux qui évolue très rapidement avec formation accélérée d'une spirale du front occlus, provoque un temps très couvert et pluvieux sur l'ensemble de ces régions comme l'atteste l'état du ciel du 9 au 11 janvier 1967 (photo). Parfois, l'advection de cet air maritime relativement chaud dans une dépression stabilisée est souvent responsable d'une perturbation de dimensions plus modestes qui n'apparaît pas toujours sur les cartes synoptiques. L'analyse par photos de satellite des formations nuageuses dans le cadre de la dépression isolée au N de la Galice le 16 juin 1970 est exemplaire.

Ex. La dépression au NO de la Galice - 16-17 juin 1970 (photo).

Les cartes du temps pendant ces deux jours indiquent la présence d'une dépression de surface faiblement creusée (1010 mb) dont le centre se décale lentement du NO de la Galice au golfe de Gascogne. A cette dépression est associé un front stationnaire, étalé sur le N de la France et responsable de fortes précipitations dans la journée du 16, de la Bretagne à la Lorraine (20 mm à Ouessant, 11 à Rennes et 15 à Metz). Pourtant, des stations galiciennes enregistrent au même moment des pluies intenses : 21 mm à La Corogne, 25 à Pontevedra. On serait tenté de croire que ce front stationnaire se prolonge par-delà le golfe de Gascogne jusqu'à la Galice où son activité pourrait être renforcée par la présence d'air froid en altitude. De fait, les cartes à 500 mb indiquent bien l'exis-

tence d'une "goutte froide" (-25° dans la nuit du 16) centrée à l'ouest du cap Finisterre. Mais, l'analyse des photos de satellites suggère une autre explication. D'abord, le système nuageux du front stationnaire se termine en spirale à l'entrée du Golfe de Gascogne et n'atteint pas la Galice. D'autre part, les séquences présentées le 16 juin par Essa 8 à 10, 20 h et par ITOS I, cinq heures plus tard, permettent de suivre l'évolution d'une bande nuageuse de forme arquée qui s'étend du N de Madère au NO de la Péninsule Ibérique. Or, l'extrémité septentrionale de ce système nuageux formé de stratocumulus et de cumulus bourgeonnants se déplace rapidement du Minho au N de la Galice, attiré vers le centre du "vortex". Incontestablement, le centre de ce vortex est un point de convergence de bandes nuageuses qui représentent la pénétration de filets d'air relativement chaud dans la colonne froide. Ainsi, l'origine de la perturbation de SO qui envahit le Minho et la Galice le 16 juin, doit être recherchée dans le refroidissement en masse d'un coin d'air maritime chaud, aspiré par la colonne cyclonique.

L'apport d'énergie à un tel système cyclonique est également assuré par de l'air encore plus chaud, avec une forte teneur en vapeur d'eau : air tropical maritime entraîné dans le secteur oriental de la dépression, surtout l'air méditerranéen et parfois l'air saharien humidifié dans les conditions que nous avons vues. Les ondulations frontales qui se produisent dans le cadre de ce type de situation synoptique sont donc fréquemment des manifestations du front atlantico-méditerranéen FAM⁽¹¹⁸⁾ et du front des alizés FAL. En réalité, la distinction entre ces deux surfaces de discontinuité n'est

(118) P. PEDELABORDE (512) p. 116.

pas facile à établir, si l'on se limite à une simple interprétation des cartes synoptiques qui présentent dans les deux cas des structures barométriques et frontales fort voisines. Seule, une analyse détaillée des radiosondages peut permettre l'identification de la masse d'air comme nous l'avons vu pour le 28 août 1952 (cf. fig. 2-28). Pendant l'hiver et les saisons intermédiaires l'air méditerranéen ou un mélange d'air tropical, Tm, et méditerranéen alimente le plus fréquemment le secteur chaud.

Dès lors, l'activité de la perturbation qui suit encore de courtes trajectoires SO-NE, dépend du contraste entre les masses d'air. Or, celui-ci atteint un maximum lorsque la goutte froide s'est développée sur le versant occidental de la vallée à l'E d'une crête anticyclonique stagnant sur l'Atlantique, c'est-à-dire avec un flux méridien de N. Or, un tel flux est non seulement favorable à la cyclo génèse, comme nous l'avons vu, mais encore à une frontogénèse active. Il provoque, en effet, l'advection plus brutale d'un air froid qui se réchauffe moins vite que l'air expulsé par une grande vallée sur l'Atlantique à l'O de l'Europe, comme le confirme la comparaison des situations du 15 oct. 1965 et du 11 oct. 1962 (fig. 2-40). Mais si des précipitations diluviennes se produisent sur les côtes méditerranéennes de la Catalogne, avec la première situation (120 mm à Gérone et au Montseny entre 6 et 18 h !), de fortes pluies jalonnent également le passage de la pointe du secteur chaud de la seconde, au SO du Portugal (région de Lisbonne) à la côte Cantabrique (région de Santander). Nous retrouvons là le rôle de la pénétration de l'air chaud humide sur l'évolution du temps. Toutefois, les radiosondages de Son Bonet, pour le 11, octobre 1962 et de Lisbonne, le 15 octobre 1965, soulignent également les effets d'une advection froide en altitude au-dessus de l'air chaud déjà instable, dans le secteur SE de la dépression.

C'est donc par cette structure contrastée que ces systèmes cycloniques, dépressions stabilisées avec gouttes froides en altitude, ont une activité pluviométrique dominante dans les régions de climat à caractère méditerranéen, par rapport aux régions du domaine océanique.

c) Les dépressions méditerranééo-ibériques et les perturbations d'E-NE.

Néanmoins, les structures instables ne sont pas toujours limitées au secteur SE de ces dépressions stabilisées. Sous l'effet d'un flux méridien N, les colonnes cycloniques stagnent sur la Péninsule Ibérique, elle-même ou sur le bassin occidental de la Méditerranée, tantôt centrées sur les Baléares, tantôt sur le golfe de Gênes. A la limite de leur secteur septentrional et de l'anticyclone bloqué sur l'Europe du N, s'établit un flux d'E-NE qui entraîne parfois sur les régions atlantiques de l'Espagne le front occlus de la perturbation et des masses d'air instables responsables de mauvais temps pluvieux et froids (ex. 21 et 22 avril 1972). Ces types de situations synoptiques participent à la formation de ces "retours d'est" décrits par les météorologistes français⁽¹¹⁹⁾ pour les régions méditerranéennes et dont l'effet sur la pluviométrie des Pyrénées Orientales a été étudié par J.P. VIGNEAU⁽¹²⁰⁾.

Il existe enfin de véritables systèmes cycloniques d'E-NE. Ils se détachent mal sur la carte synoptique où ils sont le plus souvent représentés par un simple front ou par la rétrograde d'une dépression méditerranéenne. Leur formation est identique à celle des fréquentes perturbations d'E sur la Russie⁽¹²¹⁾ ; dans la moyenne troposphère se détache une

(119) A. ORIEUX (493) p. 38.

(120) J.P. VIGNEAU (713) p. 287.

(121) E. PALMEN et C.W. NEWTON (504) p. 281-282.

goutte froide qui longe la façade méridionale de l'anticyclone bloqué sur les Iles Britanniques, suivant le mécanisme qui aboutit au "cutoff high". Cette bouffée froide dont le tourbillon relatif augmente, donne naissance à une colonne cyclonique de faibles dimensions. On peut suivre cependant son évolution grâce aux photos de satellites. Les 3 et 5 mars 1969, un système nuageux se transforme du Danemark à l'Atlantique en passant par l'O de la France. Le 4, le panache nuageux (stratocumulus et cumulus bourgeonnants) à l'intérieur duquel on distingue le mouvement tourbillonnaire cyclonique, apparaît au-dessus de l'O de la France dont les côtes de la Manche reçoivent des précipitations assez fortes. Mais, ce vortex dégénère rapidement en arrivant sur l'Atlantique ; le système nuageux qui s'étire loin de la source d'air chaud, s'enroule en spirale et se disloque avant d'interférer avec les systèmes nuageux de la vallée planétaire atlantique. Néanmoins, certaines perturbations de NE peuvent déboucher sur le fond du golfe de Gascogne et le N de l'Espagne avant leur stade de dégradation.

4°) Les cyclones tropicaux transformés.

La façade atlantique de l'Europe est le lieu terminal des trajectoires des cyclones tropicaux, à la fin de l'été et en automne. Ces "vortex" naissent loin de l'Europe, sur la bordure occidentale de l'Océan tropical et également sur la façade atlantique de la Mauritanie et du Sénégal, pour de

multiples causes dont l'analyse dépasse l'objet de notre étude⁽¹²²⁾. Quelles que soient leurs origines, tous les cyclones tropicaux suivent de longues trajectoires à courbure anticyclonique qui les ramènent vers l'E en direction de l'Europe, tantôt par les Antilles, les Bermudes et les Açores, tantôt plus directement à travers l'Océan pour aboutir à nouveau aux Açores ou aux Canaries selon les études récentes⁽¹²³⁾.

En réalité ce sont des cyclones évolués, au stade final de dégénérescence qui s'approchent de l'Europe. Rares sont ceux qui atteignent vraiment ce continent, car la puissante ascendance de l'air chaud qui entretient tout le système est brutalement ralentie au-dessus des eaux océaniques relativement froides qui bordent, nous le savons, l'Europe du SO. Ces conditions sont certainement à l'origine de la disparition soudaine du cyclone FLORENCE qui le 12 septembre 1964 se comble juste au N de Madère selon l'étude de A. HUETZ de LEMPS⁽¹²⁴⁾. Et si exceptionnellement, ils finissent par aborder l'Europe, ils ne présentent plus que des caractères très

(122) P. PAGNEY (494) p. 324-329, insiste sur les causes multiples de la genèse de ces cyclones. L'accumulation d'air chaud humide au-dessus de l'Océan amorce une ascendance dont l'intensité peut être renforcée par une advection froide en altitude. A ces facteurs thermiques viennent s'ajouter des facteurs cinématiques : le déclenchement du cyclone étant provoqué par le passage d'une onde d'est dont l'action serait primordiale selon H. RIEHL - E. PALMÉN et C.W. NEWTON (504) p. 505 soulignent à leur tour le rôle au départ de la création d'un noyau d'air chaud soumis à des tourbillons de turbulence par dégagement de chaleur latente. Enfin, les météorologistes du CEMS de Lannion (A. NOYALET (486b) ont montré, à partir de l'analyse des photos de satellites, que des cyclones tropicaux se forment aux abords des Iles du Cap Vert à partir de perturbations d'E nées à l'intérieur du continent, aux marges du Sahel.

(123) H.U. GROENING (281) p. 185, A.L. SUGG et P.J. HEBERT (662) p. 227.

(124) A. HUETZ DE LEMPS (317) p. 106-107.

atténués : vents tourbillonnaires moins violents, systèmes nuageux en voie de désagrégation et pluies faibles. L'exemple du cyclone "CHLOE" est significatif à cet égard. Né au début du mois de septembre 1967, aux abords de l'île du Cap Vert, il réussit après un long parcours par les Bermudes à déboucher sur le golfe de Gascogne le 20 septembre⁽¹²⁵⁾. Ce jour-là, il passe exactement au-dessus du point K et atteint la Galice, présentant toujours la structure du cyclone tropical. Sur les cartes au niveau de la mer, il est défini par une série d'isobares nettement circulaires, sans ondulation frontale présentant la succession classique, front chaud- secteur chaud-front froid de la perturbation polaire, et dans la moyenne troposphère, sa présence est soulignée par une goutte chaude (-5 °) qui coïncide paradoxalement avec une petite vallée planétaire se déplaçant rapidement vers l'O. Cette forte ascendance de l'air chaud, en produisant constamment de l'énergie potentielle immédiatement transformée en énergie cinétique, explique la conservation du cyclone. Toutefois les vitesses des vents tourbillonnaires enregistrées au point K ne sont pas exceptionnelles : vent de SO à 30 noeuds le matin, vent de NO à 35 noeuds le soir. De même en Galice, les phénomènes atmosphériques n'ont rien d'extraordinaires : les vents SO ne dépassent guère 25-30 noeuds et les précipitations sont enregistrées dans les Rías Bajas seulement : 0 mm à La Corogne, 12 mm à Vigo. Ce n'est vraiment que dans la nuit du 21 septembre que des pluies importantes sont signalées dans toute la région (57 mm à Vigo - 43 à Santiago Labacolla, 6 à La Corogne) lorsque le cyclone passe au N de la Galice. Toutefois, on peut se demander si le redoublement d'activité dans les secteurs méridional et postérieur du cyclone, n'est pas dû à un renforcement de l'expulsion froide lorsque l'onde du cyclone CHLOE vient en phase avec une

(125) A.L. SUGG et J.M. PELISSIER (663) p. 244.

vallée froide du courant d'O (fig. 2-41). Le soulèvement brutal de l'air chaud humide le long d'un front froid serait alors à l'origine de ce renforcement d'activité. C'est que dans la matinée du 21 septembre, la structure est plus proche de celle du cyclone extratropical avec un front froid bien dessiné que de celle du cyclone tropical.

Car en fait plus généralement à cette latitude, les cyclones tropicaux sont "récupérés" par la circulation des courants d'O et se transforment en une dépression extratropicale active. Cette transformation et cette régénération se réalisant principalement selon E. PALMÉN et C.W. NEWTON⁽¹²⁶⁾, à la suite d'une nouvelle expulsion froide dans une atmosphère à forte structure barocline aux abords du cyclone tropical en phase de dégénérescence. Cette évolution se produit fréquemment sur la côte E de l'Amérique du N et du Japon, mais elle peut également intervenir sur l'Atlantique. C'est donc avec cette structure transformée que les rares cyclones qui réussissent à poursuivre leur route vers l'E atteignent l'Europe Occidentale. Ils se confondent dès lors avec les systèmes cycloniques extratropicaux en pleine phase de développement. Incorporés dans la circulation des courants d'O, ils traversent la bordure orientale de l'Océan atlantique selon les trajectoires communes aux dépressions polaires. Ainsi le 21 août 1958, le cyclone CLEO donne naissance au milieu de l'Atlantique à une perturbation de NO qui passe entre Madère et la Péninsule Ibérique. De même le cyclone LOIS⁽¹²⁷⁾, interférant avec une vallée planétaire de grande amplitude, finit par donner naissance à un courant perturbé de SO qui effleure au début de la deuxième décade de novembre 1966, la façade océanique de la Péninsule Ibérique.

Dans ces conditions pour l'étude fréquentielle des situations, nous avons réparti ces quelques rares cas dans les différents types de systèmes cycloniques extratropicaux classés en fonction des trajectoires suivies.

(126) E. PALMÉN et C.W. NEWTON (504) p. 516.

(127) H.U. GROENING (281) p. 182-184.

- B) LES STRUCTURES DES PRINCIPAUX SYSTEMES ANTICYCLONIQUES

La connaissance des structures anticycloniques semble moins bien développée que celle des structures cycloniques dont l'exposé occupe les chapitres les plus longs des ouvrages de météorologie et de climatologie. C'est que l'anticyclone, à première vue, est considéré comme une situation atmosphérique plus stable, moins changeante que le cyclone ; une situation dont les caractères sont facilement définissables. Ainsi pour H.W. WEXLER⁽¹²⁸⁾, l'anticyclone correspond dans l'hémisphère N à un large tourbillon atmosphérique (eddy) qui tourne dans le sens des aiguilles d'une montre et dont la pression barométrique est supérieure à celle qui règne dans les régions environnantes. Si à cette définition on ajoute, que l'anticyclone est caractérisé par une valeur négative du tourbillon relatif (au sens de "vorticity") et par une subsidence interne plus ou moins forte, on a dégagé l'essentiel des traits des systèmes anticycloniques. Pourtant, comme le fait remarquer S. PETTERSSSEN⁽¹²⁹⁾, les anticyclones sont plus irréguliers que les cyclones, tant dans leur forme que dans leur comportement.

C'est que les facteurs de l'anticyclogénèse dans les latitudes moyennes sont multiples, dus tantôt à une origine dynamique, tantôt à une origine thermique et parfois à une combinaison de ces deux origines. Ainsi au-dessus de l'Europe Occidentale, différents types d'anticyclones s'installent entre les systèmes cycloniques.

(128) H.W. WEXLER (723) p. 621.

(129) S. PETTERSSSEN (538) p. 234.

Cette façade continentale est plus ou moins affectée selon les saisons, par des bordures en expansion de l'anticyclone subtropical des Açores dont la formation et l'entretien sont liés au tassement dynamique, sur la bordure septentrionale de la cellule de Hadley, de l'air chaud d'origine intertropicale, conformément aux mécanismes de la circulation générale méridienne. Cette expansion est favorisée par le déplacement en latitude des courants d'O chauds avec le jet subtropical dont les ondulations résultent du développement de grands tourbillons de turbulence ou "eddies".

Ces tourbillons de turbulence contribuent donc aux déformations des courants d'O. Or justement, ces déformations favorisent la formation de cyclones mais également celle d'autres anticyclones qui, tantôt viennent se juxtaposer à l'anticyclone subtropical, tantôt s'en détachent nettement pour venir se stabiliser sur l'Europe. De fait, pour R.C. SUTCLIFFE⁽¹³⁰⁾ ces anticyclones "extrasubtropicaux", ces "new anticyclones" comme il les désigne, résultent de distorsions dans les trois dimensions du flux d'O. Ainsi, l'anticyclogénèse se répartit le long des ondulations des courants d'O rapides selon des conditions cinématiques qui sont à l'inverse de celles de la cyclogénèse que nous avons analysées précédemment (fig. 2-34).

Mais, également, l'anticyclogénèse est associée à l'extension vers le N des crêtes chaudes en circulation méridienne lente, selon l'évolution connue qui aboutit aux détachements de grandes cellules anticycloniques bloquées.

Par opposition aux hautes pressions subtropicales qui, en première approximation, peuvent être considérées comme formées par une seule masse d'air dont ils occupent le

(130) R.C. SUTCLIFFE (333) p. 163.

centre⁽¹³¹⁾, la structure massique de ces anticyclones des latitudes moyennes est beaucoup plus complexe. En réalité, ils sont composés d'une stratification et d'une juxtaposition de masses d'air dont les contrastes tendent à diminuer sous l'effet réchauffant de la subsidence. Néanmoins, la conservation de certaines variations thermiques, les évolutions différentes de ces masses d'air en fonction des flux dominants dans la moyenne troposphère et des caractères du substratum géographique contribuent fortement, comme nous le verrons dans la troisième partie, à différencier les types de temps, à régionaliser les climats. C'est pourquoi une classification des structures anticycloniques doit à la fois reposer sur des données dynamiques présentées par les courants d'O, et sur la composition massique.

Ainsi, P. PEDELABORDE oppose simplement anticyclones océaniques et anticyclones continentaux⁽¹³²⁾, selon les origines des masses d'air qui les constituent. En fait, cette structure massique dépend des types de circulation des courants d'O. La succession rapide des ondulations de circulation zonale rapide favorise ainsi la stratification des masses d'air, tandis que la circulation méridienne entraîne la juxtaposition de nombreuses cellules thermiques dans la basse troposphère. Or, l'origine et l'évolution de ces dernières sont fonction des flux qui s'établissent en altitude autour de la crête anticyclonique bloquée : masses d'air froid ou refroidi le long du bord oriental de l'ondulation anticyclonique (circulation méridienne N), masses d'air de plus en plus chaud entraînées vers le N sur le bord occidental (circulation méridienne S). Dans ces conditions, il est donc nécessaire de classer les structures anticycloniques au-dessus

(131) A. MEYNIER (447) p. 143.

(132) P. PEDELABORDE (522) p. 117-120.

de l'Europe occidentale, en tenant compte de la position de ces anticyclones stables par rapport aux limites des grandes ondulations des courants d'O.

1°) Les prolongements des anticyclones subtropicaux en circulation zonale.

Comme nous venons de le rappeler, les hautes pressions subtropicales sont entretenues essentiellement par le tassement dynamique de l'air chaud intertropical qui provient, en partie, de l'affaissement direct des contre alizés et en partie par le développement de la subsidence à l'intérieur de ces grands tourbillons de turbulence dont la valeur du rotationnel relatif est négative. Cependant, ces tourbillons dont la succession des mouvements rotatifs dans le sens inverse des aiguilles d'une montre, contribue à accélérer le jet subtropical, se regroupent pour former de grandes cellules séparées en fonction des bilans thermiques. De sorte que les hautes pressions subtropicales ne constituent pas une ceinture continue au S de l'Europe, de l'Atlantique à l'Afrique, mais elles se répartissent en deux grandes cellules, l'une au-dessus de l'Océan, l'autre au-dessus du continent africain, et des régions méditerranéennes. Leur autonomie n'apparaît pas seulement sur les cartes isobariques moyennes aux différents niveaux de la troposphère, présentées dans les travaux de I. FONT TULLOT⁽¹³³⁾ ou dans ceux déjà mentionnés de DUBIEF, elle constitue également une réalité quotidienne qui ressort de l'analyse des cartes synoptiques et des photos de satellites. Souvent séparées par une vallée planétaire de grande amplitude, ou par une dépression induite, les cellules anticycloniques se détachent comme des zones de faible nébulosité ou de ciel couvert de stratocumulus.

(133) I. FONT TULLOT (238) p. 26-27.

a) Les cellules subtropicales océaniques.

Ces cellules anticycloniques sont les mieux délimitées sur les cartes isobariques. Elles apparaissent quotidiennement entre les latitudes 20 et 40°, de la côte américaine à la façade africano-européenne et concrétisent l'existence de l'anticyclone des Açores. Mais en réalité, cette situation est seulement quasi stationnaire en ce sens que les centres des anticyclones subtropicaux à l'échelle synoptique, ne sont pas toujours disposés au-dessus des Iles qui leur ont donné le nom. Le centre est relativement mobile et a tendance à se déplacer vers l'Europe en fonction du déplacement des grands tourbillons de turbulence qui se traduit par le mouvement vers l'E de la crête chaude. C'est avec l'arrivée de la racine de cette ondulation que se produit l'expansion, de l'anticyclone des Açores sur l'Europe du SO.

Lorsque l'ondulation est rapide et de faible amplitude, seul le secteur oriental de l'anticyclone subtropical affecte l'Europe, le centre des hautes pressions restant sur la façade atlantique. Cette forme d'expansion se produit particulièrement sur la Péninsule Ibérique en hiver, selon le modèle relatif à la situation du 20 janvier 1962 (fig.2-42a), qui présente une vaste zone anticyclonique s'étalant des Antilles à l'Europe. Ces conditions se retrouvent également en été, ex. le 17 juillet 1956, avec cette originalité que les pressions sont plus faibles sur le continent plus chaud, et que dans la basse troposphère, l'anticyclone fait place à une dépression thermique au-dessus de la Meseta ibérique où nous l'avons vu, s'accumule localement une masse d'air très chaud.

Mais, cette expansion de l'anticyclone des Açores peut également s'effectuer sous la forme de grandes cellules chaudes tourbillonnaires (eddies) qui, détachées de la masse chaude tropicale et entraînées par le courant rapide d'O,

se déplacent à des latitudes plus septentrionales. Ainsi, une évolution que nous avons analysée au sujet des types de circulation zonale en été (cf. début juillet 1970 fig. 217), donne naissance à un anticyclone mobile qui passe au N de la Péninsule Ibérique et qui concrétise aussi le déplacement vers le N de l'anticyclone des Açores en été. Car, s'il arrive que pendant l'hiver, l'anticyclone dynamique se détache et glisse au N d'une dépression froide induite (cutoff low), cette évolution ne se produit guère au-delà de la latitude de la Galice, comme nous le montre la situation du début de février 1962 (fig. 2-42 b).

Ces anticyclones épais apparaissent, sur les cartes synoptiques, constitués entièrement par une masse d'air chaud apparemment homogène qui s'installe après le passage de l'extrémité méridionale d'un front chaud associé à une lointaine dépression polaire. Cet air est de l'air tropical maritime Tm, ou un mélange d'air tropical et d'air polaire maritime chaud, dont nous connaissons les caractères. En particulier, nous savons que verticalement ces masses d'air maritime chaud présentent au-dessus de l'Océan, face à l'Europe du SO, une inversion de température caractéristique en été, comme nous pouvons encore le constater à partir de l'analyse du radiosondage du point K, le 7 juillet 1956. Il est certain que la couche inférieure de la masse d'air est refroidie au contact des eaux de surface de l'Océan dont les températures sont inférieures aux températures normales des basses couches de la masse d'air. Nous savons d'autre part⁽¹³⁴⁾ que le flux de chaleur qui se transmet de l'air à la surface de l'Océan est remplacé par un flux de chaleur équivalent

(134) Leçons destinées aux prévisionnistes (739) tome Vp. 18.

des couches supérieures de l'atmosphère que si certaines conditions le permettent : le rayonnement et la turbulence favorisée par le vent. Ainsi, les vents faibles qui règnent généralement dans l'air anticyclonique, ne permettent pas un transfert important de chaleur des couches supérieures vers les couches inférieures qui se refroidissent, entraînant l'apparition de l'inversion de température. Nous retrouvons là, l'évolution thermique décrite par VON FICKER⁽¹³⁵⁾ pour expliquer l'inversion de l'alizé dans le secteur SE de l'anticyclone des Açores. Bien sûr, il est difficile de parler à nos latitudes, 40-45° N d'inversion des alizés, encore que ce phénomène peut se produire sur la façade ibérique lorsque justement l'anticyclone chaud se situe au N du golfe de Gascogne d'où il dirige un flux de NE chaud sur la Galice et le Portugal, comme nous le verrons dans l'analyse des types de temps.

Mais, l'inversion de température dans le secteur oriental de l'anticyclone subtropical n'est pas dû uniquement au refroidissement interne des basses couches de l'air chaud. Il faut tenir compte également comme le rappelle A. HUETZ DE LEMPS⁽¹³⁶⁾, d'une alimentation en air polaire maritime. Celle-ci provient en effet, nous y reviendrons, des expulsions polaires qui se produisent à l'arrière des perturbations. Elles sont responsables d'anticyclones maritimes froids qui se juxtaposent aux cellules subtropicales avec lesquelles ils sont séparés par une discontinuité frontale chaude. Or souvent, longtemps après le passage de celle-ci, l'inversion de température se maintient et même se renforce. Ce fait qui se produit aussi bien en hiver qu'en été est remarquablement illustré par l'évolution de la structure de l'anticyclone océanique

(135) Etude effectuée à partir de sondages aréologiques, effectués lors des expéditions du Météor (1925-1927) cf. C.L. GODSKE (272) p. 489.

(136) A. HUETZ DE LEMPS (317) p. 23.

chaud, les 3-4 et 5 février 1962 (fig. 2-42). La forte inversion du 5 février qui atteint 4° à 1500 m, correspond-elle vraiment à une stratification de deux masses d'air différentes ?

De part et d'autre de la surface d'inversion le critère thermique massique ne varie guère ($\theta'w = 10$ à 11°). La couche inférieure résulte peut-être du mélange de l'air polaire froid antérieur et de l'air chaud envahissant. Ce mélange plus froid stagne dans les niveaux inférieurs de l'atmosphère tandis que la troposphère moyenne s'échauffe rapidement du fait du renforcement de l'advection d'air chaud, mais aussi par suite du passage de l'axe de la crête anticyclonique qui se traduit par une augmentation de la subsidence. Dès lors, la différence est telle qu'une couche de stratocumulus se forme dans cette partie de l'anticyclone et ce couvert nuageux renforce à son tour le contraste thermique, en limitant la pénétration de la radiation solaire.

Cette inversion de température apparaît également à la limite occidentale des cellules chaudes ibéro-méditerranéennes développées en altitude principalement.

b) Les cellules anticycloniques d'altitude ibéro-méditerranéennes et le renforcement de la dépression ibérique en été.

Nous avons là, affaire à une nouvelle forme de déplacement vers le N des cellules subtropicales. En effet, nous venons de rappeler comment pendant la saison chaude les cellules anticycloniques dans la moyenne troposphère évoluent dans le cadre de la circulation zonale. Or, au cours de cette évolution, une cellule se détache du continent africain pour venir coiffer la Péninsule Ibérique puis le bassin méditerranéen (cf. fig. 2-17) lors de son déplacement dévié vers le NE et l'E. Cet enchaînement est mal traduit par la situation

barométrique au sol. La carte représente encore, comme dans la situation précédente, une vaste zone de hautes pressions sur l'Atlantique qui s'étale jusqu'au golfe de Gascogne et la France, enveloppant une dépression nettement creusée (1010-1005 mb) sur la Péninsule Ibérique. Dans la moyenne troposphère la situation est plus complexe, car au-dessus de l'air de hautes pressions existent deux ondulations anticycloniques des courants d'ouest séparées par une goutte froide isolée : à l'O une ondulation qui s'étale des Açores en direction des Iles Britanniques, à l'E sur la Péninsule Ibérique une autre ondulation anticyclonique, et sur Madère la dépression d'altitude. Cette disposition fréquente correspond bien au déplacement des cellules chaudes qui aboutit au "cutoff low" entre les Açores et la façade ibérique.

Dans ces conditions, c'est donc bien une dépression thermique qui règne toujours sur la Meseta, tandis que le domaine océanique semble être sur les marges SE de l'anticyclone de surface. En réalité ces deux régions se situent dans un même cadre dynamique, défini par l'existence de cette seconde ondulation anticyclonique où règne un puissant mouvement de subsidence. Car, toutes les conditions cinématiques sont remplies pour permettre l'apparition de puissants mouvements descendants : en surface une divergence horizontale à l'O de la dépression, en altitude une convergence à l'extrémité septentrionale de la crête. Dès lors, le ciel entièrement dégagé sur l'ensemble de la Péninsule Ibérique, contraste avec un ciel nuageux sur l'Atlantique, où l'affaissement de l'expulsion froide entre le Portugal et les Açores entretient des voiles de stratus et de stratocumulus qui recouvrent la région de Madère et des Canaries (photo). C'est là un modèle de circulation qui apparaît fréquemment sur les photos de satellites contribuant à expliquer l'originalité estivale de la Péninsule Ibérique et du Bassin de la Méditerranée Occidentale.

Dans le détail, la structure massique de cette situation est beaucoup plus complexe que ne laisse supposer l'état du ciel.

De fait, les analyses des radiosondages des 8-9 juillet 1966 à La Corogne et à Madrid soulignent les faits suivants (fig. 2-42b) :

- l'existence d'une inversion de température au-dessus des régions littorales de la Galice, qui s'explique cette fois par la présence de la couche d'air frais créée au contact de l'Océan, pendant la saison chaude.
- l'arrivée de masses d'air de plus en plus chaud, avec advection finale de l'air TC qui ne dépasse guère le centre de la Meseta.

Seulement, la puissante subsidence est un obstacle à toute manifestation frontologique au contact des masses d'air contrastées.

En résumé, les cellules subtropicales sont constituées par des masses d'air fort variées, mais dont l'évolution les apparente à la classe des masses d'air cinématique divergente Kd, et avec inversion de température dans les régions océaniques ou Kdi.

Toutes différentes sont les masses d'air des anticyclones formés à partir des expulsions froides.

2°) Les anticyclones océaniques à alimentation froide en circulation zonale.

V. BJERKNES et ses collaborateurs (1933)⁽¹³⁷⁾ ont décrit le processus de régénération des anticyclones subtropicaux à partir de l'affaïssement des expulsions froides à l'arrière des systèmes cycloniques d'O. L'air froid expulsé se réchauffe sous l'effet de la subsidence et finit par se confondre dans le secteur oriental de l'anticyclone océanique avec l'air maritime chaud. Cette évolution antérieure à l'alimentation de l'anticyclone subtropical entraîne les formations successives de deux autres types de hautes pressions qui sont alimentées directement par l'air froid expulsé.

a) La dorsale barométrique succédant immédiatement à la dépression.

L'installation de l'air froid, immédiatement après le passage du front froid se traduit en général par une montée brutale de la pression. Au N du front qui se déplace vers le S, sur le flanc de l'anticyclone subtropical, un dôme de pressions élevées se développe rapidement. Sur la carte du champ de pression, ce dernier apparaît comme le prolongement de l'anticyclone subtropical. Mais, le dôme de hautes pressions, ou dorsale, ne correspond pas à un gonflement de celui-ci.

En réalité, cette dorsale est un anticyclone peu épais, surmonté par le versant occidental de la vallée planétaire des courants d'O, comme l'indique la courbure cyclonique des isohypses de faibles niveaux sur la carte contour

(137) W. BJERKNES et col. 1933, cité dans CHROMOW (116) p. 362 et dans S. PETTERSSSEN (533) p. 240.

à 500 mb. Cette fois l'accroissement de la pression est dû à la densité plus élevée de l'air froid qui se tasse sur lui-même, qui s'étale d'autant plus qu'il occupe vers le S une superficie toujours plus grande. L'origine de ce type de situation est donc avant tout de caractère thermique.

Toujours est-il, que des mouvements verticaux descendants se développent à l'intérieur de l'air froid dont l'épaisseur diminue. Or, il est bien connu que la diminution de hauteur d'une colonne d'air entraîne la baisse de la valeur du tourbillon relatif de celle-ci, en fonction de la loi du tourbillon énoncé au chapitre précédent. Ce tourbillon relatif devient, dès lors, inférieur au tourbillon local et prend ainsi une valeur négative qui se traduit en la réalité par un mouvement de rotation de l'air dans le sens anticyclonique⁽¹³⁸⁾. L'expulsion froide finit ainsi par s'enrouler vers l'O⁽¹³⁹⁾.

Cette subsidence limitée aux basses couches est suffisante cependant pour provoquer la diminution de la nébulosité à l'arrière du front froid dont la brutale limite apparaît clairement sur une photo de satellite. Cependant, sur l'Atlantique et la façade de l'Europe, le ciel n'est pas clair entièrement, il est parsemé de nombreux nuages cumuliformes qui en fait, se répartissent selon des lignes courbes, parallèles aux isohypses de la carte isobarique 500 mb. Car à nos latitudes, la masse d'air froid s'étale au-dessus d'eaux océaniques généralement chaudes et le transfert d'énergie océan-atmosphère entraîne une évolution convective. La dorsale barométrique est donc constituée par une masse d'air convective divergente,

(138) P. PEDELABORDE (1957) p. 484.

(139) P. ESTIENNE et A. GODARD (213) p. 165.

cd, selon la classification des météorologistes français. Le 22 janvier 1962 présente une telle évolution (fig. 2-43) qui ressort de l'analyse du diagramme masse d'air dont l'allure se rapproche de celle du diagramme type correspondant à la masse d'air cd.⁽¹⁴⁰⁾.

L'étalement de l'air, sa divergence, devraient provoquer finalement la diminution du froid de la colonne atmosphérique, de la pression et donc par voie de conséquence la disparition des hautes pressions. Or, celles-ci se maintiennent, se renforcent même, liées à l'établissement d'une véritable cellule anticyclonique dynamique.

b) Les anticyclones océaniques à alimentation froide

L'on passe en effet progressivement de la dorsale barométrique à l'anticyclone dynamique épais. Ce renforcement de l'anticyclone est lié aux conditions cinématiques de convergence qui existent en altitude sur la bordure orientale de la crête chaude des courants d'O. Car, pendant que l'enroulement vers l'O de l'air froid s'effectue dans les basses couches, l'ondulation anticyclonique dans la moyenne et haute troposphère continue à se déplacer rapidement vers l'E, de sorte que son versant oriental finit par surmonter l'air froid sous-jacent en voie d'affaissement, selon l'évolution montrée par R.C. SUTCLIFFE⁽¹⁴¹⁾.

La double origine, thermique et dynamique de cet anticyclone est soulignée par la superposition d'un air froid convectif qui continue à s'étaler dans les basses couches

(140) Leçons aux prévisionnistes... (739) tome V p.36.

(141) R.C. SUTCLIFFE (662) p. 172.

de la troposphère et de l'air chaud soumis à la subsidence dynamique en altitude. En fait, la discontinuité qui apparaît au contact des deux masses d'air constitue la partie supérieure d'un front froid peu actif. D'ailleurs, ce dernier au cours de son évolution vers le S et le SO finit par se disloquer, puis par disparaître (frontolyse) sous l'action de la subsidence grandissante, et le réchauffement de l'air froid au contact du substratum géographique : Ex. du 23 janvier 1962 (fig. 2-43).

Parallèlement, les systèmes nuageux se transforment dans le temps et dans l'espace selon les séquences présentées par les photos de satellites. Le modèle retenu par les météorologistes⁽¹⁴²⁾ distingue principalement trois ensembles que l'on peut apercevoir sur la photo du 25 juillet 1970 (fig. 2-43). A l'E et au NE de cette cellule dynamique, des alignements de cumulus prolongent ceux de la dorsale bien que le développement vertical de ces nuages soit arrêté par la couche d'inversion⁽¹⁴³⁾. Vers le NO, là où la discontinuité thermique prend les aspects d'un front chaud, apparaît un corps nuageux stratiforme qui annonce l'arrivée d'un nouveau système cyclonique. En revanche, vers le SO, le ciel s'éclaircit, par suite de la frontolyse, sauf aux abords de Madère et des Canaries où l'inversion de température se renforce au contact de l'extrémité peu épaisse de la coulée froide et de la couche supérieure d'air chaud et sec⁽¹⁴⁴⁾.

C'est en fonction de ces dernières conditions que s'effectue le passage de la situation d'anticyclone à alimentation froide à la situation d'anticyclone chaud. H.H. LAMB a schématisé la chronologie de cette évolution à partir de

(142) The use of satellite pictures (745) p. 136.

(143) C. LEFEVRE (380) p. 352.

(144) Illustration de la mer de nuages quasi permanente en juillet aux Canaries, A. HUETZ DE LEMPS (317) p. 25.

l'expulsion froide en soulignant le rôle fondamental de la subsidence thermique⁽¹⁴⁵⁾. Nous pensons qu'il faut également tenir compte, pour comprendre l'évolution des anticyclones sur la façade SO de l'Europe, de la superposition des masses d'air d'origines différentes, d'une stratification (fig. 2-43) qui se modifie rapidement dans le temps pour une même station mais qui est commune aux stations situées à des latitudes sensiblement identiques.

Toutes autres sont les conditions d'évolution des structures pour les anticyclones océaniques développés à partir d'une circulation méridienne lente ou bloquée.

3°) Les anticyclones océaniques en circulation méridienne N
Les anticyclones bloqués sur l'Atlantique.

Avec les anticyclones liés à une circulation de blocage sur l'Atlantique N, les variations de structure ne s'ordonnent plus en fonction du temps, mais se répartissent dans l'espace, introduisant de fortes variations régionales dans le sens de la longitude. De fait, sur l'Europe occidentale les anticyclones dirigent un puissant flux à composante N qui entraîne des masses d'air différentes à la limite du versant occidental d'une vallée froide et de la crête chaude.

a) dorsale.

Le mécanisme de l'alimentation froide de ce système anticyclonique rappelle celui de l'alimentation des anticyclones océaniques en circulation zonale. L'air froid (Pmf ou Am) puissamment expulsé sur le versant occidental de la vallée et à l'arrière de perturbations de N ou de NO, s'étale

(145) H.H. LAMB (366) p.125.

et s'affaisse également vers l'O. Cette évolution aboutit pour les mêmes causes à la formation d'un anticyclone peu épais. Mais, cette fois les masses d'air sont d'origine plus septentrionales, donc beaucoup plus froides et plus convectives entretenant un ciel très nuageux, longtemps après les passages des systèmes nuageux des extrémités frontales des perturbations de N.

b) anticyclone océanique dynamique.

Cependant rapidement vers l'O, l'air froid s'enfonce sous la crête chaude stable et alimente un anticyclone dynamique dont le secteur oriental affecte l'Europe océanique. Ce secteur présente alors une stratification de masses d'air qui se traduit par une inversion de température de plus en plus forte vers l'O, en direction de l'axe de l'ondulation ou la subsidence dynamique renforce l'échauffement de la moyenne troposphère (fig. 2-44).

Dans les basses couches se succèdent des masses d'air d'origines différentes, mais qui en réalité débouchent sur l'Europe du SO avec des caractères semblables après avoir subi une longue évolution. Ainsi, l'air froid en voie d'affaissement est finalement remplacé par l'air maritime chaud dont les couches inférieures se sont refroidies durant le déplacement à travers les latitudes septentrionales.

L'évolution de la situation anticyclonique au début de la deuxième décade de février 1962 nous confirme le fait que les conditions thermiques ne varient guère au-dessus du NO de la Galice malgré l'advection d'air plus chaud à partir du 12 février (fig. 2-44). C'est que ce dernier glisse d'abord au-dessus de la couche inférieure d'air froid et lorsqu'il la remplace il a déjà subi à la base une perte d'énergie au-dessus du substratum géographique froid des latitudes

élevées. Dès lors, la structure verticale de ces anticyclones est toujours caractérisée par une forte inversion de température que ce soit en hiver, que ce soit en été (cf. situation du 14 août 1961, fig. 2-44).

Que le blocage se produise sur l'Europe, et les variations de structures en fonction de la longitude se détachent avec plus de vigueur, aboutissant à la formation de plusieurs cellules européennes juxtaposées.

4°) Les anticyclones bloqués sur l'Europe.

C'est que la cellule chaude stabilisée en altitude au-dessus de l'Europe présente une structure complexe, dans la basse troposphère. D'une part, dans ce système qui n'est pas entièrement fermé, les entrées de masses d'air sont fort contrastées, et d'autre part la stabilisation du système favorise la transformation in situ de ces entrées. Ainsi, sur la bordure orientale, nous retrouvons les mêmes effets thermiques des expulsions froides provoquées par les perturbations que ceux analysés pour les autres systèmes anticycloniques. Une différence apparaît cependant, cette fois les perturbations de N et de NE qui évoluent sur les secteurs E et S du bloc, peuvent introduire directement des masses d'air froid d'origine continentale (PcK ou Ac). En revanche, sur la bordure occidentale, à l'O de l'axe de l'ondulation de la cellule anticyclonique non encore détachée (situation "Omega" par exemple), des masses d'air de plus en plus chaud, Tm et Me puis Tc, pénètrent dans le système provoquant les plus fortes poussées de température enregistrées sur l'Europe Occidentale. Mais, les masses d'air subissent à l'intérieur du bloc anticyclonique de profondes transformations sous l'action durable des phénomènes radiatifs, facilités par des ciels généralement clairs. Les masses d'air chaud au cours de leur déplacement vers le N arrivent très refroidies à l'extrémité septentrionale du bloc et leur arrivée sur le flanc oriental

ne vient guère modifier les aspects thermiques des basses couches, comme nous l'avons vu pour les anticyclones océaniques. Surtout, les masses d'air froid d'origine maritime entraînées vers le centre et le S du système tendent à se continentaliser en hiver au-dessus des surfaces continentales (Europe et Péninsule Ibérique) selon une série d'évolutions que les météorologistes français ont fort bien montrée⁽¹⁴⁶⁾.

Cette hétérogénéité massique explique dans une large mesure la structure barométrique complexe analysée dans le détail par J. FINDLANTER⁽¹⁴⁷⁾ qui présente un tel type d'anticyclone, centré sur les Iles Britanniques, comme une groupement de cellules définies en fonction des brusques variations de la pression. Dès lors, compte tenu de toutes ces données, pour l'Europe occidentale on peut distinguer trois types d'anticyclones européens à site continental, qui sont associés à cette circulation de blocking.

a) Les anticyclones continentaux thermiques.

Le SO de l'Europe et la Péninsule Ibérique en particulier peuvent être atteints par les anticyclones continentaux peu épais dont la structure est bien connue. Mais cette extension se produit toujours dans des conditions de circulation spécifiques ; plus précisément lorsqu'une goutte froide détachée d'une coulée polaire longe le flanc S du bloc anticyclonique pour s'installer sur la Méditerranée ou le SE de l'Espagne. Ex. du 11 et 12 janvier 1961. En altitude, la circulation est nettement cyclonique, mais au niveau du sol les hautes pressions se renforcent parce que l'air froid expulsé s'étale

(146) Leçons destinées aux prévisionnistes... (739) Tome V
p. 53.

(147) J. FINDLANTER (226) . p. 70.

et que la densité de l'air dans les basses couches augmente avec le refroidissement par rayonnement nocturne. Ce dernier est en effet favorisé par la faible nébulosité à la limite du secteur septentrional où s'amorce, nous l'avons vu, une forte subsidence. La masse d'air est donc homogène dans toute l'épaisseur de la troposphère. Cette fois, il n'y a pas de stratification de masse d'air, mais une évolution diurne de la couche troposphérique inférieure au-dessus des surfaces continentales. Au-dessus de la Meseta ibérique durant la nuit, l'air au contact du sol devient radiatif, cf. les diagrammes masse d'air de Madrid le 12 janvier 1961.

En été, cette évolution radiative disparaît et la masse d'air d'origine froide reste convective, favorable dans la journée à l'apparition de nuages cumuliformes à développement vertical, ce développement est entravé en revanche par l'advection en altitude de la crête chaude qui marque le passage à l'anticyclone continental dynamique.

b) Les anticyclones continentaux dynamiques, alimentation polaire continentalisée ou polaire continentale.

Ces situations sont caractérisées d'abord dans la basse atmosphère par un noyau de hautes pressions stabilisé sur l'Europe centrale ou sur le NO de l'Europe, sur les Iles Britanniques comme dans la situation précédente. En revanche, en altitude, les conditions de circulation sont différentes, ou bien l'anticyclone est surmonté par le secteur E ou SE d'une crête chaude de grande amplitude, ou bien il est lié à une cellule anticyclonique complètement détachée (cutoff High). Dans ce cas l'anticyclone est donc épais, le caractère dynamique se traduit encore, comme pour les anticyclones océaniques, par une stratification de masses d'air. Celle-ci est nettement soulignée par l'existence d'une inversion de température qui se situe au-dessus des stations espagnoles

entre 1500 et 3000 m. L'altitude et la nature de cette inversion dépendent évidemment de la nature de la couche d'air inférieure d'origine continentale ou en voie de continentalisation.

Nous savons, en effet, que l'air continental ou l'air maritime continentalisé, varie de caractères thermiques selon les saisons. C'est en hiver que l'inversion thermique est la plus sensible, car l'air polaire continental froid contraste fortement avec l'air supérieur chaud soumis directement à la subsidence dynamique. L'évolution qui apparaît dans le NO de la Péninsule dès le 12 janvier 1961 et qui se prolonge jusqu'au 15 est remarquable à cet égard, cf. les radiosondages de La Corogne (fig. 2-4). Au cours de cette période, l'extension vers le SE de la crête chaude renforce l'anticyclone sur la Meseta, et les masses d'air dans les basses couches présentent encore une évolution radiative qui accentue l'accumulation d'air froid dense au niveau du sol.

En été, l'inversion diminue d'intensité, car l'air continental a les caractères d'une masse d'air chaud. Toutefois, la nuit le rayonnement nocturne entraîne une baisse de température sensible dans les basses couches et explique le rythme thermique diurne contrasté. De plus, l'air polaire continentalisé qui se déplace principalement sur l'Europe occidentale est moins chaud que les masses d'air entraînées sur les façades occidentales des anticyclones européens bloqués.

c) Les anticyclones européens en circulation méridienne S.

Au sol, la situation barométrique ne diffère guère des situations précédentes : l'anticyclone est toujours centré sur l'Europe continentale ou sur les Iles Britanniques, d'où il dirige des vents à composante E sur le SO de l'Europe.

Mais cette fois, cette façade occidentale de l'anticyclone européen est alimentée par de l'air chaud d'origine tropicale ou méditerranéenne et ceci quelle que soit la saison. Car l'anticyclone est associé en altitude avec le secteur occidental de la crête chaude de grande amplitude : un secteur ou un flux permanent de S-SE entraîne le déplacement vers les régions septentrionales de masses d'air chaud (Tm, Me et même Tc lorsque la situation se prolonge).

La situation de la dernière décade du mois d'octobre 1963 est exemplaire ; un anticyclone stagne sur l'Europe centrale tandis que des Açores à la Scandinavie évolue un système cyclonique de SO. L'Europe occidentale est en effet soumise à une circulation méridienne S avec l'installation de la bordure O d'une crête chaude de grande amplitude qui s'étend d'Afrique du Nord à la France. La Péninsule Ibérique est alors envahie par des masses d'air de plus en plus chaudes dont les caractères ressortent à l'analyse des coupes thermiques verticales (fig. 2-41). L'originalité de la structure de ce type d'anticyclone est évidente. Elle est définie par une absence d'inversion de température, car l'air chaud occupe toute l'épaisseur de la cellule anticyclonique. Bien plus les basses couches troposphériques sont nettement les plus chaudes et confirment que ce type de circulation assure bien le transfert d'énergie vers le N par les niveaux inférieurs de l'atmosphère, comme nous l'avons vu dans l'étude de la circulation générale.

Dès lors, les masses d'air ne sont pas convectives puisqu'elles sont plus chaudes que le substratum sur lequel elles se déplacent. Elles évoluent sous l'influence des conditions cinématiques. Ce sont par conséquent des masses d'air de type K, Kd (divergentes) qui tendent à passer au type Km (de mélange). Sous l'influence des vents réguliers elles

tendent à devenir stables par mélange vertical⁽¹⁴⁶⁾. Toutefois, à la limite de l'anticyclone et du secteur chaud de la dépression de SO, le développement d'une convergence horizontale provoque un soulèvement en bloc de l'air chaud, favorable à la condensation des couches supérieures et à la formation de nuages en couches (altostratus, altocumulus) disposées en bandes allongées à la limite de l'anticyclone bloqué⁽¹⁴⁷⁾.

- Conclusions sur les structures anticycloniques

Ces analyses détaillées confirment bien la complexité des structures anticycloniques. La nature de l'anticyclone et l'ambiance atmosphérique qu'il crée, dépendent essentiellement de la circulation des courants d'O dans la moyenne troposphère et de la composition en masses d'air. Le tableau de classification met en évidence ces faits.

(146) Leçons destinées à la formation des prévisionnistes...
(739) p. 34.

(147) The use of satellites pictures... (745) p. 140.

STRUCTURES ANTICYCLONIQUES SUR LA PENINSULE IBERIQUE

TYPES SYNOPTIQUES	dynamiques										Surmontés par une cir-	
	ZONALE		M E R I D I E N N E		ES		ES		ES		culation cyclonique en	
	A	(1)	(2)	MA	(1)	(2)	MAN	hiver	été	NS	altitude. Thermique en	hiver.
Vents dominants	SO.NO	NE.E	E.SE	O.NO.	NNE.NE	NNO	ENE	E	E.SE.S	Co	mAn	ma
Masse d'air et structure												
massique aux abords des	Pmu	Tm	Tm-Tc	Pm	Pmf	Pmw	Pco	Pck	Pcw	Tm.Tc		
régions septentrionales	Kmi	Kdi	kd	Cdima	Cdima	Pmf	Pco	Pco	Me	Pm	Pm	Pmf
(de la Péninsule Ibérique						Cdima	Cd	Cd	Kd.Kc	Am	Cc.cd	
Originalité Meseta		dt			dt	R	dt	R	dt	dt	R	

1. Anticyclone subtropical circulation zonale A. cellule océanique
2. Anticyclone subtropical circulation zonale I. cellule ibéroméditerranéenne
3. Anticyclone océanique ou maritime à alimentation froide MA.
4. Anticyclone océanique ou maritime à circulation méridienne N MAN
5. Anticyclone européen - circulation méridienne N ou détaché EN
6. Anticyclone européen circulation méridienne S : ES (sur l'Europe) ou NS (sur les Iles Britanniques) etc...
7. Dorsales ou anticyclones peu épais : Co. mAn. mA.

- Outre les sigles bien connus des grandes masses d'air allogènes, se rappeler Pco = polaire continentalisé K : masse d'air cinématique C : convective R : radiative i : inversion de température ma : caractère maritime m : mélange dt : dépression thermique sur la Péninsule Ibérique en été.

III - LES SUCCESSIONS HABITUELLES DES SITUATIONS SYNOPTIQUES
=====

SUR LES REGIONS OCEANIQUES DU SO DE L'EUROPE.

=====

Les structures atmosphériques dont nous venons de préciser les conditions de genèse et d'évolution permettent de définir des types de situations synoptiques caractéristiques des latitudes moyennes de l'Atlantique N et de la façade occidentale de l'Europe. Ainsi à partir de cette analyse nous avons retenu quelques grands styles synoptiques ; dix huit types principaux, dont les "successions habituelles" contribuent à créer l'ambiance atmosphérique. Or, le long de cette façade continentale, celle-ci varie, en première approximation, selon les variations des fréquences de chaque type de situation synoptique.

L'étude des "successions habituelles" des situations atmosphériques doit donner lieu à deux démarches essentielles. Déjà, l'analyse de l'évolution des structures nous a montré que certaines situations s'enchaînent fréquemment selon un scénario qui se renouvelle identique à lui-même. Il s'agit donc de dégager les principales séquences synoptiques et de rechercher dans quelle mesure elles se maintiennent durant les saisons. Car, à nos latitudes si ces situations se produisent tout au cours de l'année, elles présentent néanmoins des successions qui varient d'une saison à l'autre en fonction des fluctuations de la circulation générale à l'échelle zonale. Mais, surtout le rythme annuel de la circulation au-dessus d'une station se définit par une "hiérarchie des fréquences"⁽¹⁴⁸⁾ qui caractérise chaque période de l'année : mois ou saison.

(148) P. PEDELABORDE (512) · p. 376.

C'est en effet, la connaissance des fréquences mensuelles des types de situation synoptique qui permet de dégager les styles saisonniers de circulation et d'aborder ainsi une démarche explicative du climat d'une région. Toutefois, cette analyse fréquentielle a seulement une portée relative si elle se limite à une seule région ou à un seul domaine climatique. L'explication synoptique devient plus convaincante lorsqu'elle repose sur une comparaison entre les hiérarchies des fréquences caractéristiques de plusieurs régions voisines dont les rythmes climatiques sont différents.

Ainsi, l'originalité du domaine océanique de la Péninsule Ibérique par rapport aux autres ensembles climatiques régionaux de la façade occidentale de l'Europe se comprend mieux si l'on analyse simultanément les fréquences mensuelles des situations synoptiques dans les régions atlantiques du Nord de l'Espagne, celles d'une autre région océanique. De fait, pour la période 1946-1965, nous avons réalisé le dépouillement des cartes du temps, BQE, afin de définir les situations synoptiques régnant chaque jour sur différentes régions. Celles-ci ont été choisies suffisamment éloignées les unes des autres, de 500 à 600 kilomètres au minimum, pour diminuer les difficultés d'interprétation des limites entre les différentes situations synoptiques.

De cette façon, nous avons identifié les situations synoptiques quotidiennes :

- d'abord pour la Galice septentrionale (station La Corogne) et la région du Pays Basque (station Saint Sebastien) situées aux extrémités du domaine océanique ibérique, un dépouillement original pour le Minho ne pouvant être mené à bien, compte tenu justement de l'échelle synoptique.
- ensuite pour la Bretagne occidentale (station Brest)
- enfin pour des régions ibériques voisines de climats à caractère méditerranéen, comme le centre du Portugal (station Lisbonne) ou le centre de la Meseta (station Madrid).

- A) TYPES DE SITUATION ET SEQUENCES SYNOPTIQUES.(fig. 2-45)

Les successions alternées des situations cycloniques et des situations anticycloniques dépendent des formes de circulation des courants d'O. Les principaux modèles de séquences synoptiques se définissent principalement dans le cadre de chaque grand type de circulation déjà défini : circulation zonale, circulation méridienne à composante S, circulation méridienne à composante N. Le problème cependant qui se pose est de savoir comment s'enchaînent généralement les situations synoptiques lors d'un changement de circulation à l'échelle zonale. Quelles sont les situations synoptiques charnières ? Quelle est la probabilité qu'une telle situation soit suivie d'une situation synoptique appartenant à un autre type de circulation ?

Nous avons essayé de répondre à ces questions en établissant des schémas de communications synoptiques ; à partir de tableaux à double entrée associant le jour précédant le changement et le jour du changement.

1°) Types et séquences synoptiques en circulation zonale rapide

Les situations synoptiques liées à la circulation zonale définie par le déplacement rapide des ondulations de faible amplitude des courants d'O, sont les plus fréquentes. Pour la façade atlantique de l'Europe, elles représentent à elles seules 41 à 42 % des jours de l'année normale. L'étude des évolutions des structures anticycloniques nous a montré un modèle de successions synoptiques dont le point de départ est l'expulsion froide polaire à l'arrière de la dépression et dans le secteur occidental de la vallée planétaire. En circulation zonale rapide, le modèle de successions débute donc par le passage de situations cycloniques suivi par un enchaînement de différents types d'anticyclones.

- a) Les situations cycloniques d'O.

Elles présentent toutes les mêmes phases d'évolution. Mais, la durée de chacune d'elles est en grande partie influencée par la distance qui sépare la région de la trajectoire suivie par le centre dépressionnaire. Or, nous savons depuis les travaux de VAN BEBBER que ces courants cycloniques d'O se répètent fréquemment à des latitudes caractéristiques. Cependant, la classification précise de ces voies privilégiées repose sur une certaine incertitude qui explique la variété des solutions adoptées par différents auteurs (cf. fig. 2-34).

Pour une région donnée, la solution idéale consisterait à définir un courant d'O proche, défini par des dépressions passant à proximité, et un courant d'O éloigné. Seulement, l'incertitude demeure en ce qui concerne la délimitation entre ces deux types de courant et d'autre part la comparaison entre les différentes régions de la façade océanique serait difficile étant donné le caractère relatif de la classification. En définitive, à l'exemple de la classification proposée par P. ESTIENNE et A. GODARD, il nous a paru plus précis de retenir deux grands types de trajectoire cyclonique d'O par rapport au domaine océanique de la Péninsule Ibérique.

Les cyclones d'O suivant des trajectoires septentrionales TYPE os (1°). Dans ce type nous regroupons tous les cyclones d'O qui se déplacent au N de la Bretagne. D'abord, ce sont ceux qui se dirigent le long des trajectoires les plus éloignées, qui passent au-delà du parallèle 50° N à travers les Iles Britanniques, voie II selon la terminologie courante, ou au N du parallèle 60° N, voie I. A titre d'exemple, nous présentons la situation du 22 décembre 1965 qui indique comment une telle dépression affecte les régions septentrionales de la Péninsule Ibérique : pression légèrement supérieure à 1015 mb, mais courbure cyclonique des isobares. Ce sont également les cyclones d'O qui passent par le S de l'Angleterre et la Manche, voie IV,

et qui affecte plus directement la Péninsule Ibérique comme le souligne la situation du 23 décembre 1965. En réalité, ces situations regroupent les types "cyclonic" C et "Westerly" de H.H. LAMB⁽¹⁴⁹⁾, elles correspondent au Grosswetterlage WZ de P. HESS et H. BREZOWSKY⁽¹⁵⁰⁾ et au Witterungstype WC et M. KONCEK et F. REIN⁽¹⁵¹⁾. Ces systèmes cycloniques abordent la Péninsule Ibérique à leur stade de maturité. Mais exceptionnellement, de même que pour le point K⁽¹⁵²⁾, le front occlus traverse cette région; sur cent jours de ce type de circulation cyclonique d'O, le front occlus atteint la Galice un jour seulement, tandis que la proportion passe à 8 % pour la Bretagne. De fait, ces dépressions en voie de dégénérescence sur le N de l'Atlantique, telle celle du 7 février 1963, affectent rarement le SO de l'Europe. A ces latitudes, les secteurs chauds des cyclones d'O éloignés sont encore très larges et ne traversent guère fréquemment l'ensemble du domaine océanique en une seule journée. A peine, si pour un jour sur quatre la succession normale front chaud front froid se déroule dans la journée.

Les cyclones d'O suivant des trajectoires méridionales - Type om et ono (2°).

Cette situation peut être rapprochée de la Wetterlage WS ou du Witterungstype Wcs. Elle est définie par le cyclone :

- se déplaçant à travers le golfe de Gascogne en longeant la côte Cantabrique voie IV g avec cette situation, comme celle du 22 décembre 1965, le centre dépressionnaire passe à proximité du domaine océanique.

(149) H.H. LAMB (366) . p.26-28.

(150) P. HESS et H. BREZOWSKY (301) p. 50 tab. 1.

(151) M. KONCEK et F. REIN (351) p.3 tab. 1.

(152) G.C. WHITING (727) . p. 410.

- ou pénétrant directement sur la Péninsule Ibérique par le parallèle 40°, voie IV i. Cette pénétration est généralement facilitée par l'isolement d'une goutte froide, entraînée rapidement vers l'E et qui provoque une puissante cyclogénèse aux abords de la Péninsule Ibérique, comme le confirme l'exemple du 18 janvier 1962.

On peut rattacher à ce type de situation cyclonique d'O affectant plus directement la Péninsule Ibérique, les situations cycloniques de la voie V traversant en diagonale le golfe de Gascogne, mais associées à une circulation zonale rapide. La dépression du 6 novembre 1949 qui longe la côte méridionale de la Bretagne pour se diriger vers le Bassin d'Aquitaine en est un exemple remarquable ; à l'échelle synoptique sa structure et son évolution caractérisée par la rétrécissement rapide du secteur chaud, rappellent les données essentielles de la dépression du 26 décembre 1965.

Car cette fois avec ce type de perturbation d'O ou d'ONO, l'évolution est généralement plus rapide et l'occlusion peut se développer sur les régions ibériques elles-mêmes. Ainsi, en hiver, le front occlus de ces types de dépression atteint la Galice à raison de 17 % des cas, de même la proportion des successions rapides, en moins de 24 heures, du front chaud et du front froid est beaucoup plus élevée que pour la situation précédente, 45 % des cas en hiver.

Les formes d'enchaînement de ces situations cycloniques d'O sont extrêmement variables.

De fait, la succession des dépressions de la fin du mois de décembre 1965 nous confirme l'existence de ces familles de perturbations d'O qui débouchent sur l'Europe occidentale. Particulièrement en hiver, ces perturbations peuvent se succéder les unes après les autres pendant plusieurs jours consécutifs.

Bien sûr, la fréquence de ces longues périodes continues de systèmes cycloniques d'O augmente avec la latitude ; à Brest par exemple plus d'une période sur deux dure au moins 4 jours durant la trimestre décembre-février, tandis qu'au-dessus de la Galice septentrionale les périodes égales ou supérieures à 4 jours ne se produisent qu'une fois sur quatre (cf. fig.2-46). Toutefois, un type de dépression d'O peut se succéder à lui-même au cours de ces longues phases de circulation cyclonique d'O. Ainsi, en janvier, un jour défini par l'évolution d'un cyclone d'O en trajectoire septentrionale est suivi d'un jour à situation synoptique identique une fois sur trois à La Corogne.

D'autre part, au-dessus de cette station, les perturbations d'O isolées, alternant avec d'autres types de situation synoptique, sont fréquentes un jour unique de dépression d'O représente 40 % du nombre total des périodes cycloniques d'O à La Corogne durant le trimestre décembre-février. Bien sûr, cette proportion augmente en été puisque dans un cas sur deux la situation cyclonique d'O ne dure pas plus d'une journée. Car pendant la saison chaude, la circulation cyclonique d'O fait place fréquemment aux situations anticycloniques maritimes à alimentation froide comme il fallait s'y attendre, étant donné les conditions d'anticyclogénèse développées par les expulsions froides à l'arrière des dépressions.

Ce fait ressort nettement de l'analyse des diagrammes de changements de type de circulation qui concrétisent en réalité les modèles de successions synoptiques. Ainsi, en juillet la probabilité qu'une situation anticyclonique succède à une séquence cyclonique d'O est élevée puisqu'elle atteint 80 % des cas. En hiver, cette probabilité descend à 50 % par suite, nous venons de le voir, de la fréquence élevée des successions de deux séquences de situations cycloniques O (fig.2).

Mais même à cette saison, la succession séquence cyclonique d'O anticyclone maritime est la plus fréquente, la "plus habituelle".

b) Les situations anticycloniques en circulation zonale.

Ces types de situation sont définis par les structures évolutives que nous avons analysées au chapitre précédent. Nous nous contentons ici d'énumérer ces types en les présentant dans l'ordre général de succession.

- d'abord la dorsale barométrique anticyclone maritime peu épais de TYPE mA (3°) lié à l'affaissement de l'air froid expulsé à l'arrière du front froid de la perturbation comme nous le montre à nouveau la situation du 29 septembre 1954.
- et l'anticyclone dynamique à alimentation froide de TYPE MA (4°), avec le développement, au-dessus de l'air froid, de la subsidence dynamique liée à l'arrivée de la crête d'air chaud dans la moyenne et haute troposphère, selon les conditions dynamiques présentées par la situation du 26 janvier 1961.
- puis les anticyclones océaniques chauds qui représentent des véritables formes d'extension de l'anticyclone des Açores et que nous classons pour cette raison dans le TYPE A (5°), telle la situation du 27 janvier 1961.
- enfin les anticyclones chauds ibéroméditerranéens TYPE I (6°) issus du déplacement vers l'E du type précédent et passant juste au-dessus de la Péninsule Ibérique et du Bassin occidental de la Méditerranée, suivant l'enchaînement des 29 et 31 décembre 1958.

En été, le déplacement des noyaux anticycloniques se fait à des latitudes plus septentrionales avec, nous l'avons vu, détachement de cellules chaudes de rotation anticyclonique au N de la Péninsule. L'évolution des 27 et 28 juillet 1960, nous présente des sous-types d'anticyclone que nous pourrions qualifier de Mane et Ane en fonction des vents de NE dirigés par ces cellules de Hautes Pressions sur la Péninsule Ibérique.

Bien sûr, l'enchaînement cellule froide - cellule chaude n'est pas régulier ; un cas sur deux en juillet, à peu près un cas sur quatre en avril janvier et octobre. C'est qu'il peut y avoir à la sortie d'une séquence de situations anticycloniques à alimentation froide retour à une situation dépressionnaire d'O, une fois sur quatre en janvier et une fois sur six en juillet. En revanche, les arrivées des cellules chaudes se produisent presque constamment, neuf fois sur dix, à la suite de l'évolution des anticyclones maritimes froids. La largeur des carrés sur les graphiques qui représentent en réalité le nombre de cas d'anticyclones chaudes est du même ordre de grandeur que l'épaisseur des flèches provenant des cellules anticycloniques froides (fig. 2-47).

Entre les entrées et les sorties, la durée des séquences d'anticyclone chaud est fort variable. En Galice septentrionale, l'anticyclone subtropical maritime ne s'installe jamais plus de cinq jours consécutivement, tandis qu'en Bretagne la durée d'une telle séquence synoptique dépasse exceptionnellement 3 jours. En fait partout, les séquences les plus probables sont inférieures à 3 jours. Mais, le paradoxe réside dans le fait que pour la Galice, la probabilité qu'un anticyclone maritime épais dure au moins quatre jours, est plus grande en hiver qu'en été ; ce qui cadre mal avec l'idée que l'on se fait du déplacement vers le N de l'anticyclone des Açores. Mais ce n'est qu'une apparence,

car il ne faut pas oublier que le domaine océanique est plus fréquemment en été à la limite des deux grands types de tourbillons chauds de turbulence, ceux de l'atlantique qui passent au N sur le 45° parallèle, et ceux qui se développent à partir de la Péninsule Ibérique ; d'où les expulsions froides fréquentes entre les deux. En outre pendant la saison chaude, l'anticyclone maritime chaud fait place une fois sur quatre à un anticyclone européen en circulation méridienne sud.

Car, il semble bien que particulièrement en été, le relai entre la circulation zonale et la circulation méridienne se fasse à la fin de l'anticyclone maritime chaud dont le gonflement au-dessus de la Péninsule Ibérique et du bassin occidental de la Méditerranée engendre en grande partie la formation des anticyclones européens en circulation zonale méridienne S.

2°) Les situations synoptiques en circulation méridienne S

Il est évident que les successions de ces situations sont liées aux évolutions des méandres de grande amplitude dont les origines se situent à l'échelle zonale. Mais la fréquence du relai cellule anticyclonique Ibérique - anticyclone européen associée à un flux méridien de S semble confirmer l'action des advections chaudes venues d'Afrique, sur la déformation des courants d'O au-dessus de la façade occidentale de l'Europe - Ex. 4 janvier 1960.

a) L'anticyclone européen de TYPE ES (7°)

Nous connaissons sa structure et il n'y a pas lieu d'y revenir. Il représente avec un gonflement direct de l'anticyclone tropical ; toutefois, il peut dériver d'un lent déplacement vers l'E d'une crête bloquée de l'Atlantique sur l'Europe et dans ce cas, cet anticyclone chaud succède à des

anticyclones maritimes ou continentaux liés à des flux méridiens de N - Du 19 au 22 Octobre 1962, on peut suivre une telle évolution.

Dès lors, cette situation synoptique apparaît souvent comme une situation de transition qui ne dure pas plus de 4-5 jours. Sur l'ensemble de l'année, à peine 8 % des cas atteignent et dépassent 6 jours, représentant des situations de blocage favorables à des mois chauds exceptionnels, comme mai 1961 et novembre 1948.

Bien qu'il puisse y avoir retour à des situations anticycloniques en circulation méridienne N, l'anticyclone européen type ES fait place le plus souvent à un régime cyclonique de SO, dans une proportion supérieure à 60 %.

b) Les situations cycloniques de SO.

Ces dépressions qui abordent l'Europe atlantique par le SO, atteignent de plein fouet la côte occidentale de la Péninsule Ibérique à un stade de vie plus jeune que les dépressions d'O. Car, nous avons vu que les dépressions de SO naissent sur le versant oriental d'une vallée planétaire de grande amplitude stagnant en bordure E de l'Atlantique, c'est-à-dire au-dessus de régions plus proches de l'Europe que celles où se développe la cyclogénèse de dépressions d'O. Il en résulte que l'évolution des cyclones venus du S est beaucoup moins avancée et qu'elle se situe rarement au stade de l'occlusion lorsque le système aborde le Portugal et la Galice.

Toutefois, la succession des différents éléments de structure (front chaud - secteur chaud, front froid - secteur postérieur froid avec air polaire de retour) dépend de la position de la trajectoire cyclonique par rapport à la Péninsule Ibérique. En effet, l'observation synoptique montre que les dépressions suivent en général deux grandes voies qui ont été

retenues par T. THOMAS⁽¹⁵³⁾ : d'une part à travers le NE de l'Atlantique, des Açores aux Iles Britanniques, type C2 du météorologiste britannique et d'autre part au contact de la Péninsule Ibérique vers le NO de l'Espagne et le golfe de Gascogne type C1 (fig. 2-34). Ainsi, nous avons retenu, en fonction de ce critère de localisation, deux types principaux de dépressions de SO :

- le TYPE soe (8°) sud-ouest éloigné ou VIa, correspondant à la situation du 9 janvier 1955.
- le TYPE sop (9°) sud ouest proche ou VI g et VI i, affectant directement la Péninsule Ibérique et la Bretagne, comme le montre la situation du 4 novembre 1957.

De fait, cette classification correspond bien à deux types d'enchaînement de phases sensiblement différents. L'originalité d'une dépression de SO se déplaçant à travers l'Atlantique réside dans la forte proportion de jours perturbés de SO caractérisés par le passage du front chaud et l'installation du secteur chaud, une proportion un peu plus faible que celle des jours à évolution de front froid, mais en tout cas une proportion beaucoup plus forte que celle qui caractérise les jours de front chaud en perturbation d'O. Exceptionnellement, avec une perturbation éloignée de SO, front chaud et front froid traversent la région en une seule journée. C'est dire que ce type de cyclone comporte une phase chaude importante qui tend à donner à l'ambiance atmosphérique un caractère tiède et pluvieux dans les régions ibériques directement exposées au flux de SO (Minho, Galice méridionale), chaud et sec avec généralement effet de foehn sur le versant septentrional des Cantabriques et le Pays Basque, comme nous le verrons dans la troisième partie. Cette phase est beaucoup plus réduite en ce qui concerne les dépressions de SO proches. La pointe du secteur chaud étroit passe au voisinage de la Galice ou à travers la Péninsule de sorte que la succession front froid-secteur postérieur d'air polaire de retour domine

largement tandis que la proportion des passages de front chaud est fortement réduite.

PROPORTIONS DES JOURNEES CARACTERISEES PAR LES DIFFERENTS TYPES DE PHASES PAR RAPPORT AU NOMBRE TOTAL DE JOURS DE CHAQUE TYPE (PERIODE 1946-1965) à La Corogne										
	dépression SO éloi- gnée soe					dépression SO pro- che sop				
	c	cf	f	oc	d	c	cf	f	oc	d
hiver : Jv+fév+mars :	36	10	38	3	13	18	20	35	2	25
Fin été, automne : a + s + oc	41	2	44	3	10	7	15	46	7	25
c = front chaud cf = passage front chaud-front froid dans la même journée, en moins de 24 h f = front occlus d = secteur froid sans front de la dépression										

Ainsi, pour une même perturbation de SO proche, le front froid peut fréquemment balayer la région pendant au moins deux journées consécutives.

En réalité, ces deux types de dépression sont étroitement associés. Du fait de la lente évolution vers l'E du versant oriental de la vallée, les dépressions de SO se succèdent pendant plusieurs jours, les dépressions atlantiques éloignées faisant place dans une forte proportion, près d'un jour sur deux, à une dépression SO proche, particulièrement en janvier et en avril (fig.2-47).

Cependant, les longues périodes de régime dépressionnaire de SO sont principalement fréquentes pendant l'hiver. Au cours du semestre janvier-mars, ce régime dure au moins quatre jours pendant plus d'une fois sur quatre. En revanche, à la fin de l'été et au début de l'automne, époque pendant laquelle les perturbations de SO sont nombreuses, cette proportion tombe à une fois sur dix.

La fin des situations cycloniques de SO est fort variable : tantôt, elles font place brutalement à des séquences synoptiques de circulation zonale, tantôt elles ne présentent qu'un stade évolutif dans le développement d'une phase de circulation méridienne. Dans le premier cas, le moins fréquent, sauf en avril et en juillet, la dépression de SO est remplacée par une régime perturbé d'O (octobre), après une brutale variation de l'amplitude des ondulations des courants d'O, ou bien elle alimente par expulsion de l'air polaire des anticyclones maritimes mobiles (surtout avril et juillet). Dans le deuxième cas, elle peut alimenter également les anticyclones maritimes froids plus stables, étirés en latitude, mais le plus fréquemment (janvier, avril, octobre) elle évolue vers une dépression stable, après détachement de la colonne froide aux dépens de la vallée planétaire selon le mécanisme déjà étudié.

c) Les dépressions détachées des flux méridiens S
Type ds (10°).

Ce sont les formes dépressionnaires du système de blocage sur le NO de l'Europe. Le plus fréquemment, les colonnes dépressionnaires se stabilisent autour de la façade atlantique de la Péninsule :

- soit au NO de la Galice, à l'entrée du golfe de Gascogne : ex. 5 septembre 1968,
- soit face au Portugal, entre les Açores et la Péninsule : ex. le 15 mars 1965 ; elles s'installent plus rarement sur la Péninsule elle-même.

En réalité, il ne paraît pas utile d'entrer dans une classification détaillée de ce type de dépression en fonction de leur localisation. Le plus souvent, la colonne dépressionnaire isolée glisse lentement d'une position à une autre, du SO vers le NE. Il est donc plus intéressant de retenir à

l'échelle synoptique des séquences qui durent plusieurs jours consécutifs. Evidemment, la probabilité de voir s'installer une dépression isolée durant quatre jours au moins est beaucoup plus élevée que celle qui caractérise les autres systèmes dépressionnaires ; une fois sur trois pendant le bimestre avril-mai, la durée de dépressions détachées de la circulation méridienne S dépasse trois jours.

Les phases sont également originales. Ce genre de dépression apparaît bien souvent comme une phase ultime d'une évolution cyclonique dans le cadre de la circulation méridienne. Aussi, les phases fréquentes d'occlusion (21 %) et de secteur froid sans front (37 %) caractérisent-elles des dépressions en voie de dégénérescence. Mais, nous savons que ces dépressions sur leur bordure orientale peuvent donner lieu à de puissantes frontogénèses et donner naissance à des perturbations qui affectent directement la Péninsule, comme le courant perturbé de S du 3 juin 1960. Cette régénération, avec pénétration dans la colonne froide d'air chaud d'origine variée, explique le fait que les journées marquées par l'advection du front froid dans les limites de cette situation synoptique sont encore fréquentes.

Enfin, la subsidence qui se développe dans le secteur NO de cette dépression froide isolée, favorise le passage à des formes de situations anticycloniques et en particulier à des anticyclones maritimes en circulation méridienne N (avril). D'autre part, nous avons vu dans l'étude de l'évolution de la circulation méridienne, que ces cellules dépressionnaires froides interfèrent parfois au S de l'anticyclone isolé avec des cellules dépressionnaires venues du NE et détachées sur le versant occidental de la vallée planétaire.

Ainsi, la dépression froide détachée sur la façade atlantique de l'Europe apparaît bien souvent comme l'élément de transition entre la circulation méridienne S et la circulation méridienne N (avril et octobre surtout).

3°) Les situations synoptiques en circulation méridienne N

Ces situations correspondent à l'évolution en altitude d'un flux méridien de N qui suit un trajet à courbure anticyclonique sur la façade orientale de la crête chaude. Les différentes combinaisons entre ces formes de circulation dans la troposphère supérieure et les cellules barométriques de basse atmosphère aboutissent à la classification suivante :

a) Les dépressions détachées des flux méridiens N, type dn (11°)

Ce type est l'homologue du précédent avec lequel il interfère au voisinage justement de la Péninsule Ibérique. Le détachement d'une colonne froide, ou goutte froide, sur le versant occidental d'une vallée planétaire (gn) aboutit également à la formation d'une dépression qui évolue toujours aux abords de cette région de l'Europe du SO : fond du golfe de Gascogne - façade portugaise (2 février 1959) au-dessus de la Meseta (5 nov. 1964). Mais également, cette évolution est à l'origine de la formation des dépressions sur le bassin occidental de la Méditerranée comme le 10 mars 1955.

Ces dépressions méditerranéo-ibériques dont nous avons vu la genèse et la structure, diffèrent donc, sur de nombreux points, du type dépressionnaire précédent. Elles ont une tendance à stagner plus longtemps puisque dans le NO de l'Espagne, elles se maintiennent au-delà de trois jours pendant plus d'une fois sur deux (fig 2-46). Au cours de ces séquences, le domaine océanique est le plus souvent placé dans le secteur NO de la dépression où les systèmes frontaux évoluent plus

rarement. Ainsi, pendant 46 % des jours de ce type cyclonique, cette région n'est pas atteinte par des fronts, et lorsque ceux-ci l'abordent, ils ne constituent que des extrémités de fronts froids dégénérés (28 %) ou de fronts occlus (22 %). Les régions septentrionales ibériques reçoivent donc directement un flux très froid de N.NE venu de Scandinavie ou de l'Europe centrale. Exceptionnellement, les bouffées chaudes que ces dépressions aspirent (air méditerranéen et parfois tropical saharien), débouchent sur ces régions.

L'affaissement de l'air froid provoque encore le renforcement des cellules anticycloniques maritimes froides, des dorsales barométriques qui s'étalent en latitude avant le retour d'un nouveau système cyclonique de N.

b) Les situations cycloniques en trajectoires méridiennes à composante N.

Les cyclones se déplacent sous le versant occidental de la vallée froide planétaire stabilisée sur l'Europe. Les trajectoires suivies sont variables tant en ce qui concerne la direction que la position par rapport à la Péninsule. Cependant, on peut les regrouper en trois catégories :

- les cyclones de NO à travers le golfe de Gascogne
TYPE no (12°) dont la forme évolutive la plus fréquente est concrétisée par la situation du 3 janvier 1953.
- les cyclones de N, TYPE n (13°) correspondant à la trajectoire III dont la position varie de l'axe Iles Britanniques - golfe de Gascogne à celui Mer du Nord - Bassin méditerranéen. Dans l'ensemble ces voies dépressionnaires passent à l'E du golfe de Gascogne, ex. 1 janvier 1953.

- les systèmes cycloniques de NE, TYPE ne (14°)
trajectoire VII qui sont généralement mal délimités dans la troposphère inférieure, mais dont le déplacement des fronts s'effectuent bien du NE au SO comme on peut le constater avec la situation du 18 avril 1953.

Bien que ces courants dépressionnaires évoluent dans le cadre de la circulation méridienne lente, leurs séquences de longue durée sont extrêmement rares. Le courant dépressionnaires de NE dure rarement deux jours. Dans neuf cas sur dix, les régimes cycloniques de NO et de N ne dépassent pas trois jours. Lorsqu'ils atteignent le N de l'Espagne ces cyclones sont déjà évolués. Les secteurs chauds étroits, traversant la région en moins d'une journée, sont rares (15 %). Cependant les fronts froids actifs sont beaucoup plus fréquents que les fronts occlus, car le flux méridien entraîne dans le secteur occidental de la dépression des masses d'air de plus en plus froides et de plus en plus instables séparées par des discontinuités secondaires suivant les modèles présentés par ces types de dépression au début de janvier 1953.

A l'échelle du mois, les fréquences de ces types sont peu élevées nous obligeant à les regrouper pour l'étude des schémas de successions (fig.2-47) de sorte que les liens avec les situations antérieures ne sont pas clairs. En hiver, les dépressions NO semblent succéder fréquemment aux systèmes cycloniques d'O et constituent ainsi une autre situation de transition de la circulation zonale à la circulation méridienne à partir de brutales accentuations de l'amplitude des vallées froides planétaires. Mais pendant les autres saisons, ce relai ne semble guère existé, en revanche l'alternance avec les anticyclones froids peu épais se répète régulièrement tout au cours de l'année.

c) Les situations anticycloniques stabilisées en circulation méridienne N.

Nous savons que ces situations de hautes pressions sont alimentées en général par des masses d'air froides ou refroidies, entraînées par le flux de N et qui tendent à s'affaïsser vers le SO au-dessous de la crête chaude plus ou moins stable. C'est justement en fonction de cette structure vertical que nous pouvons distinguer deux grands groupes, eux-mêmes comprenant deux types de base en fonction de la localisation.

D'abord, les anticyclones peu épais liés uniquement à la subsidence thermique de l'air sur le versant occidental de la vallée ou dans le secteur N des colonnes dépressionnaires. Ils correspondent, soit :

- à la bordure orientale d'un anticyclone bloqué sur l'océan comme le 14 juin 1959 - TYPE mAn (15°)
- soit à la bordure méridionale d'un anticyclone bloqué sur le continent, c'est alors en hiver un véritable anticyclone thermique continental Co (16°), telle la situation du 31 janvier 1958.

Ensuite, les anticyclones dynamiques aux structures verticales complexes, ce sont :

- les anticyclones océaniques ou maritimes stabilisés sur l'Atlantique TYPE MAN (17°), comme le 19 octobre 1962.
- les anticyclones européens ou continentaux dynamiques TYPE EN (18°), comme le 20 octobre 1962.

Ces deux derniers exemples illustrent bien l'enchaînement le plus probable, caractérisé par le passage progressif de l'anticyclone peu épais mAn à l'anticyclone européen dynamique EN, en passant par l'anticyclone dynamique MAN. Cette succession habituelle se retrouve dans tous les mois étudiés, mais il semble que la probabilité de cette succession soit la plus

élevée en janvier et en octobre. En réalité, ces situations peuvent alterner au cours de longue période de régime de blocage. Aussi n'est-il pas toujours facile de délimiter avec précision les périodes continues de chaque type. Néanmoins pour les six mois durant lesquels ces situations synoptiques sont relativement très fréquentes (janvier février, puis avril-mai et octobre-novembre), nous avons analysé les durées des séquences continues des dorsales barométriques mAn et Co, puis séparément de MAN et de EN. D'abord, les anticyclones peu épais s'installent pendant plus de trois jours, une fois sur trois. Les séquences des anticyclones dynamiques sont généralement plus longues et beaucoup plus longues que celles des anticyclones européens en circulation méridienne de type ES. En fait, ce sont les anticyclones EN centrés sur le continent qui dépassent le plus fréquemment les quatre jours consécutifs, encore que ce soit les anticyclones maritimes MAN qui peuvent diriger pendant plus de deux semaines un flux océanique de N-NE.

Nous avons vu que, par suite de déplacement lent vers l'E l'ample crête des courants d'O, ces anticyclones dynamiques se convertissent pour la façade de l'Europe en type ES, surtout en avril et octobre. Mais parfois, MAN ou EN constitue le dernier maillon de l'évolution de la circulation méridienne. Tantôt, le passage à la circulation zonale s'effectue progressivement par l'intermédiaire d'un anticyclone maritime MA qui ne s'étale plus en latitude à la suite d'une simple diminution de l'amplitude des méandres de courants d'O avril et juillet, tantôt la fin de la séquence des anticyclones stables en circulation méridienne N s'effectue brutalement, par effondrement de la crête bloquée et remplacement d'un courant dépressionnaire d'O (janvier).

En définitive, nous retenons :

une série de 9 types cycloniques.

- . 2 cyclones d'O dont les centres se déplacent soit sur des voies septentrionales os soit sur des voies méridionales om.
- . 3 situations cycloniques liées à la circulation méridienne S cyclones de SO éloignés soe, cyclones de SO proches sep, dépression isolée à partir d'un courant de S ds.
- . 4 situations cycloniques associées à la circulation méridienne N
Les dépressions détachées à partir de ce courant dn, les cyclones de NO no, de N - n et de NE ne.

et une série de 9 anticyclones.

- . 3 anticyclones peu épais : dorsales barométriques atlantiques mA et m'n et anticyclones thermiques continentaux Co.
- . 3 anticyclones dynamiques alimentés par des masses d'air polaire entraînées par le flux NS - anticyclone maritime MA en circulation zonale. Anticyclone maritime MAN en circulation méridienne N et anticyclone européen EN alimenté par de l'air continental ou de l'air en voie de continentalisation.
- . 3 anticyclones dynamiques à alimentation chaude, véritables expansions de l'anticyclone subtropical ; d'abord en circulation zonale expansion directe à partir de la cellule océanique des Açores type A ou au-dessus de la Péninsule Ibérique, type I, ensuite expansion fortement développée vers le N sur la façade européenne en circulation méridienne S type ES.

Enfin, nous savons que pendant la saison chaude, tous ces anticyclones font place le plus souvent, au-dessus de la Meseta, à une dépression locale. Incontestablement, cette situation barométrique est bien liée à l'échauffement des basses couches de l'atmosphère au contact des terres. Bien sûr, ces dépressions ibériques doivent être classées en fonction des différents types anticycloniques. Ainsi, la dépression, correspondant à l'arrivée des expulsions polaires, apparaît comme une pseudo dépression thermique, souvent associée au passage d'un front dégénéré, type if. Seules les

dépressions continentales, coïncidant avec l'extension des anticyclones dynamiques sur l'Europe du SO, sont de véritables dépressions thermiques, qui diffèrent par la nature de la masse d'air allogène se mélangeant à l'air chaud local.

C'est à partir de cette classification ordonnée que nous allons établir une "hiérarchie de fréquences", afin de déterminer les physionomies synoptiques des mois et des saisons.

- B) LES RYTHMES SYNOPTIQUES MENSUELS ET SAISONNIERS.

Les résultats du dépouillement des cartes synoptiques quotidiennes n'attirent pas seulement l'attention sur le caractère répétitif de quelques modèles de succession, ils nous renseignent sur les régimes annuels des fréquences des principales situations atmosphériques. Bien que toutes ces situations se produisent au cours de toutes les saisons, il existe cependant des périodes de l'année durant lesquelles certains types synoptiques se produisent plus fréquemment que d'autres. Ainsi, apparaît un "style saisonnier de circulation" qui semble d'ailleurs s'affirmer en allant vers le S, vers les marges méridionales du domaine océanique tempéré de l'Europe pour finalement s'imposer dans le domaine méditerranéen. Il est incontestable que ce style saisonnier est encore plus accentué dans les régions océaniques de la Péninsule Ibérique que dans le Bassin Parisien⁽¹⁵⁴⁾ et que dans l'O de la France⁽¹⁵⁵⁾.

L'analyse des variations mensuelles des fréquences (tab XI et fig. 2-48) fait effectivement ressortir les aspects saisonniers suivants :

(154) P. PEDELABORDE (512) p. 371.

(155) J. MOUNIER (460) pl. 7 fig. 3.

1°) L'hiver - Circulation cyclonique dominante des régions océaniques.

La circulation synoptique, présente des traits presque constants pendant les trois mois froids : décembre, janvier et février. C'est d'abord une circulation variable et très agitée ; en janvier la probabilité qu'une situation synoptique dure deux jours consécutifs, est inférieure à une fois sur deux puisque les jours de changement sont 54 % des jours du mois pour la période 1946-1965. C'est ensuite une opposition sensible entre les régions du domaine océanique où les situations cycloniques sont plus fréquentes avec 51 à 52 % par mois, aussi bien en Galice septentrionale que dans le Pays Basque, et les régions voisines ibériques du domaine méditerranéen où dominent nettement les situations anticycloniques : 56 à 60 % à Lisbonne, 59 à 63 % à Madrid.

Cette différence est évidemment le résultat de la prédominance de la circulation zonale rapide, caractérisée par l'installation fréquente du jet polaire aux latitudes 50°. De fait, vers le N, les successions cycloniques augmentent rapidement puisque déjà à l'ouest de la Bretagne les situations dépressionnaires occupent 60 % (décembre) à 57 % (janvier) et leur fréquence diminue en février (52 %) corrélativement à celle de la circulation zonale rapide. La cause première des variations climatiques régionales, de la diminution générale des pluies en particulier, est la baisse sensible de la fréquence des jours caractérisés par l'action d'une dépression se déplaçant sur l'une des voies septentrionales (I, II et IV m). En décembre et janvier, cette baisse est déjà remarquable entre la Bretagne occidentale où ce type de situation synoptique se produit pendant 35 % à 30 % des jours de la période étudiée, et la Galice septentrionale où cette fréquence varie entre 20 et 22 %.

Bien sûr, les cyclones d'O et d'ONO en trajectoires méridionales affectent plus fréquemment les régions ibériques (8 à 9 %) que la Bretagne (7 à 8 %). Mais surtout, la diminution vers le S de la fréquence des cyclones en trajectoires septentrionales est compensée par une augmentation corrélative des successions des anticyclones mobiles. Ainsi, le modèle d'enchaînement dorsale barométrique - anticyclone maritime à alimentation froide - anticyclone à alimentation chaude se produit plus régulièrement au-dessus de la Péninsule Ibérique. Les oppositions régionales se situent principalement au niveau des anticyclones dynamiques chauds qui peuvent être considérés comme des manifestations de l'anticyclone subtropical des Açores : 11 à 12 % des jours en décembre et janvier à Madrid, 11 à 14 % à Lisbonne, 7 à 8 % à La Corogne et San Sébastien, mais 2 à 3 % seulement à Brest !

En année normale, une deuxième cause de variations régionales est introduite par les successions des situations synoptiques en circulation méridienne S. Cette fois, les différences des hiérarchies de fréquences apparaissent à latitude égale, entre les régions O de la façade atlantique (Minho, Galice, Bretagne) et les régions plus orientales (Pays Basque, Castille). Principalement, les régions intérieures de l'Espagne sont mieux protégées des perturbations associées aux systèmes cycloniques de SO par les grands anticyclones Européens de type ES qui, eux aussi, sont des formes d'expansion de la ceinture des hautes pressions subtropicales. C'est surtout en janvier que cette protection est la plus efficace puisque la fréquence des anticyclones dynamiques à flux méridien S est de l'ordre de 8 % à 9 % à Madrid, 6 % à Saint Sébastien, 5 à 6 % à Lisbonne, La Corogne et Brest. Il faut voir là, une origine synoptique au minimum pluviométrique secondaire que la plupart des stations intérieures enregistrent en janvier (cf. les régimes pluviométriques de Barajas, Tolède, Badajoz, Elvas sur la carte hors-texte).

Le ralentissement de la circulation à l'échelle planétaire et l'apparition plus fréquente de régimes de blocage sur l'Europe donnent une certaine originalité à la circulation synoptique de février. Au cours de ce mois, la circulation méridienne augmente sensiblement. Elle se traduit par des différences de régimes cycloniques entre les régions de l'Europe occidentale. En Bretagne, les cyclones mobiles qui se déplacent sur des trajectoires à composante méridienne NS (voie V et III) deviennent sensiblement plus fréquents. En revanche, les systèmes de "blocking" et de "cutoff" favorisent la formation au-dessus de la Péninsule Ibérique de dépressions isolées stables : 13 à 14 % (ds + dn) sur l'ensemble des régions atlantiques et intérieures du Portugal et de l'Espagne, 4 % seulement en Bretagne. Et encore, une partie des gouttes froides détachées des puissantes coulées qui se dirigent vers le bassin méditerranéen et l'AFN alimentent dans leur secteur septentrional des anticyclones peu épais, d'où également l'accroissement en février de la fréquence des anticyclones froids thermiques de type Co : 7 à 8 % au lieu de 5 à 6 % en décembre et janvier. Mais, le fait remarquable est que ces anticyclones thermiques ne sont guère plus fréquents dans l'intérieur de la Péninsule que dans les régions océaniques. L'effet thermique semble surtout agir pour provoquer l'extension des anticyclones maritimes peu épais à la limite des situations dépressionnaires de N et de NO qui sont moins fréquentes à Madrid.

En réalité, l'anticyclone ibérique qui apparaît sur les cartes isobariques moyennes des mois d'hiver est donc bien un anticyclone statistique qui intègre les installations fréquentes des différents types d'anticyclone. Or parmi ceux-ci, les anticyclones épais dynamiques dominant largement sur l'ensemble de la Péninsule Ibérique, ils représentent à eux seuls plus des deux tiers de toutes les situations anticyclo-

niques au cours de chacun des mois d'hiver : décembre, janvier, et février, aussi bien à La Corogne qu'à Madrid. Comme pour l'Allemagne la hausse de pression en hiver résulte de la succession des anticyclones dynamiques liés à l'évolution des crêtes planétaires chaudes et non à un phénomène de mousson⁽¹⁵⁶⁾. Ainsi, comme le fait remarquer G. VIERS⁽¹⁵⁷⁾, il est effectivement difficile de parler pour la Péninsule Ibérique de "mousson planétaire" et la présentation par M. DRAIN⁽¹⁵⁸⁾ de l'anticyclone ibérique en hiver comme un anticyclone thermique peu épais, "débile" est complètement erronée. En fait, les anticyclones dynamiques qui sont responsables de ciel clair et de nuits sans nuages, activent le rayonnement et le refroidissement de la couche d'air au-dessus de la Meseta⁽¹⁵⁹⁾. Et si certaines années, les systèmes cycloniques pénètrent à travers la Péninsule, ce n'est pas à cause de la faiblesse de l'anticyclone mais bien parce que la circulation à l'échelle zonale ne permet pas la formation répétée des situations anticycloniques. La forte pluviosité et la douceur de janvier 1955 dans toute la Péninsule Ibérique est liée à une circulation zonale rapide qui refoule l'anticyclone subtropical vers le S, 6 j. à Madrid, 4 à Lisbonne, 0 à La Corogne, et permet aux perturbations d'O de traverser la Péninsule Ibérique, durant les deux dernières décades du mois. En revanche, un régime de blocage anticyclonique sur l'Atlantique, puis sur l'Europe du NO entretient un mois de janvier 1949 médiocrement pluvieux et doux en Galice, froid et sec sur les Castilles. Nous retrouvons là, le rôle fondamental des variations interannuelles de la circulation des courants d'O à l'échelle zonale ; le jeu alterné des systèmes cycloniques et anticycloniques en découle.

(156) P. PEDELABORDE : (514) p. 186, selon les études fréquentielles des situations anticycloniques en Allemagne par W. KONING (1950).

(157) G. VIERS (710) p. 305.

(158) M. DRAIN (177) p. 24.

(159) I. FONT TULLOT. (240) p. 58.

2°) La fin de l'hiver et le début du printemps : les variations brutales de la circulation méridienne.

Nous savons que la tendance à l'affaiblissement de la circulation zonale rapide qui s'amorce en février, s'affirme dès le mois de mars et se maintient pendant tout le printemps. De fait, ces situations synoptiques liées aux ondulations de faible amplitude des courants d'O diminuent sensiblement et leurs fréquences descendent nettement au-dessous de 40 %, dès le mois de mars. Mais, ce mois n'est pas une simple période de transition entre l'hiver et le printemps. Mars apparaît plutôt comme un mois charnière caractérisé par une circulation synoptique nettement originale par rapport à celle de février et d'avril.

De fait, en mars sur la façade atlantique de l'Europe, la circulation méridienne S prend le pas sur la circulation méridienne N. Cette façade est fréquemment située à la limite du versant oriental d'une grande vallée planétaire sur l'Atlantique et d'une crête chaude anticyclonique stabilisée sur l'Europe. L'ensemble des régions océaniques est donc principalement sous l'influence des systèmes cycloniques associés à cette circulation méridienne S ; dépressions de SO et dépressions stabilisées, ds, sont dès lors au Portugal et en Galice plus fréquents 22 à 25 % que toutes les dépressions d'O réunies 20 à 23 %. Cet accroissement remarquable de la circulation cyclonique de SO entraîne pendant le mois de mars l'effondrement de circulation anticyclonique⁽¹⁶⁰⁾. Toutes les régions de l'Europe du SO enregistrent les plus faibles fréquences des anticyclones durant ce mois : 41 à 42 % en Bretagne et en Galice, 44 % dans le centre du Portugal et moins de 50 %, encore, dans le centre de la Péninsule.

(160) J.L. ROSENTHAL et T.A. GLEESON (603) p. 196.

C'est là une originalité fondamentale de la circulation synoptique dans les régions océaniques par rapport aux régions continentales de l'Europe où le mois de mars est caractérisé par une forte poussée anticyclonique⁽¹⁶¹⁾.

En revanche, durant le mois d'avril, la tendance à la répétition des crêtes bloquées sur l'Atlantique N provoquent un accroissement du nombre des situations anticycloniques, plus particulièrement des anticyclones maritimes stables de type MAN, et des anticyclones bloqués sur le continent de type Co et EN. Avec ces situations anticycloniques se développent sur le Bassin Méditerranéen les courants cycloniques de N et de NO. Ainsi, apparaît une différence sensible entre la Galice et le Pays Basque où les systèmes cycloniques de N (trajectoire III) sont deux fois plus fréquents parce que les anticyclones bloqués sur l'Atlantique ou l'Europe du NO protègent mieux les régions occidentales du domaine océanique. En fait, c'est la Bretagne qui est la mieux protégée par ces anticyclones maritimes étirés en latitude jusqu'à l'Islande, car le détachement de ces cellules de Hautes Pressions à des latitudes septentrionales, s'accompagnent de l'installation de nombreux noyaux dépressionnaires isolés sur les régions de la Péninsule Ibérique. Les systèmes cycloniques détachés dans ces conditions de circulation générale représentent 21 % des jours de la période étudiée à Lisbonne et à Madrid, 16 à 17 % à La Corogne et Saint Sébastien, mais 10 % seulement à Brest.

Ce brusque retournement de la circulation méridienne de mars à avril est responsable de fortes variations régionales des régimes climatiques. Nous avons déjà montré qu'il est à l'origine d'un début de printemps relativement moins pluvieux

(161) P. PEDELABORDE (512) p. 385 (520) p. 607, M. KONCEK et F. REIN (351) p. 9 admettent pour l'Europe Centrale une fréquence des situations anticycloniques en mars de 43 % alors qu'ils évaluent la moyenne annuelle de la fréquence anticyclonique à 36 % environ.

en Bretagne qu'en Galice⁽¹⁶²⁾. De plus, il est la cause du véritable "volant" pluviométrique qui s'établit de mars/avril entre les régions vascocantabriques et les régions occidentales du domaine atlantique. Incontestablement, les fortes pluies de mars en Galice et au Minho où de nombreuses stations enregistrent même un maximum pluviométrique à cette époque, sont dues à l'action fréquente des courants cycloniques de SO pour lesquels la bordure du golfe de Gascogne occupe une position d'abri. Par contre, en avril, les perturbations de N plus nombreuses sur le Pays Basque expliquent l'accroissement des pluies au début du printemps.

Les régimes pluviométriques du domaine océanique sont si sensibles aux variations de la circulation synoptique que les oppositions régionales peuvent être complètement renversées les années caractérisées par un bouleversement chronologique des formes de circulation méridienne. Que les anticyclones maritimes bloqués se succèdent fréquemment en mars et cette fois ce sont les régions vascocantabriques qui sont les plus arrosées, comme en mars 1949. Que de nombreuses dépressions de SO déferlent en avril et c'est la Galice qui reçoit le plus de précipitations, comme en avril 1958. Il est bien entendu que certaines successions de situations synoptiques peuvent favoriser également l'homogénéité des conditions atmosphériques dans l'ensemble des régions ibériques. Ainsi, le blocage d'un anticyclone sur le fuseau de la façade atlantique de l'Europe favorise un mois de mars très doux et très sec (mars 1948), tandis que la pénétration réitérée de cyclones d'O et de SO proches permet d'étendre de fortes pluies à tout le domaine océanique (avril 1961).

Néanmoins, les caractères généraux de la circulation synoptique d'avril s'accroissent en mai.

(162) J. MOUNIER (456) p. 277.

3°) L'atténuation des contrastes en mai et la transition vers l'été.

Bien que l'échauffement printanier soit plus rapide dans le Minho et les Rías Bajas Galiciennes, les variations thermiques s'atténuent entre les régions littorales et les plateaux ibériques intérieurs. Surtout, si le maximum pluviométrique secondaire se maintient et même se renforce dans le Pays Basque, en revanche les variations des volumes pluviométriques diminuent sensiblement entre la Galice et le Meseta. Alors que les précipitations moyennes recueillies à Madrid en janvier représentent seulement 32 % de celles de la Corogne, en avril le pourcentage passe déjà à 60 % et il atteint 91 % en mai.

Incontestablement, tous ces faits climatiques fondamentaux résultent du véritable effondrement des situations synoptiques en circulation zonale ; 27 % seulement en mai ! Les passages des secteurs méridionaux des cyclones d'O deviennent rares avec un taux mensuel de fréquences le plus faible de l'année 10 %. En revanche, les conditions de la circulation méridienne favorisent la répétition des autres types de situations cycloniques. De nouveau, les courants dépressionnaires méridiens agissent différemment sur la Galice qui est souvent affectée par les dépressions éloignées de SO et sur le Pays Basque qui enregistre encore un taux relativement élevé de perturbations de N et de NE. Toutefois, dans l'ensemble des régions ibériques, ce sont surtout les dépressions isolées (ds et dn) qui se stabilisent fréquemment : 17 à 18 % dans les régions océaniques, 24 % au-dessus de la Meseta, 28 % sur la façade centrale du Portugal, tandis que ce type synoptique affecte la Bretagne durant 13 à 14 % des jours seulement. Or, il semble bien que ce soient les dépressions quasi stationnaires, associées aux gouttes froides détachées dans la moyenne troposphère, qui constituent en grandepartie l'origine de l'importance des précipitations du mois de mai, caractérisant la plupart des régions

du domaine méditerranéen continental (Castilles) et des marges océaniques. Nous avons vu effectivement que des précipitations apportées par ces situations synoptiques alimentent l'essentiel du total pluviométrique mensuel⁽¹⁶³⁾ ! 37 % à La Corogne, mais 68 % à Madrid, 73 % à Lisbonne. Car dans ces régions plus méridionales, l'activité du secteur oriental de ces dépressions qui constituent le plus souvent des manifestations du front méditerranéen et du front des alizés, est renforcée par la convergence de nombreux facteurs dynamiques et thermiques : augmentation vers le S de la composante verticale du tourbillon relatif, forte convergence du champ cinématique de la moyenne troposphère, fort gradient thermique vertical dû à l'échauffement sensible des surfaces continentales et puissant contraste thermique horizontal entre l'air froid de la colonne dépressionnaire et l'air chaud aspiré.

Cependant, les anticyclones, malgré la baisse sensible de leur fréquence ne sont pas sans jouer un rôle important sur l'évolution du printemps. De fait, la typologie anticyclonique se modifie ; les anticyclones à alimentation chaude (A.I et ES) commencent à devenir plus fréquents. Il suffit même d'un faible nombre de jours caractérisés par la présence de Es pour provoquer de fortes anomalies thermiques positives, sept jours de ce type anticyclonique en mai 1952 et cinq jours en mai 1961 pour expliquer des températures maximales les plus élevées pendant la période 1944-1969 : + 1°3 par rapport à la normale en 1952, + 2°0 en 1961.

Le mois de juin apparaît comme un véritable mois de transition, caractérisé par de fortes variations interannuelles des formes de circulation synoptique qui tantôt prolongent les conditions de circulation dominante au printemps, tantôt annoncent les successions synoptiques habituelles de l'été. Ainsi, les régimes de blocage sur le NO de l'Europe sont encore fréquents

(163) cf. supra p. 348.

soit qu'ils placent certaines années le NO de la Péninsule Ibérique sous l'influence quasi permanente des grands anticyclones maritimes, responsables d'un mois frais (faible anomalie thermique négative) et faiblement pluvieux (juin 1956), soit qu'ils fassent alterner anticyclones européens chauds et systèmes cyclones de SO ou dépressions stationnaires (ds) à l'origine d'un mois chaud et pluvieux (juin 1950). Par contre, certaines années la prédominance de la circulation zonale s'accompagne de situations synoptiques dont les successions vont s'affirmer en juillet et en avril ; les mois de juin 1961 et 1962 doux et faiblement pluvieux sont effectivement caractérisés par une fréquence relativement élevée des anticyclones chauds en circulation zonale.

Dès lors, en année moyenne, le mois de juin est avant tout caractérisé par un accroissement sensible de la circulation anticyclonique : 59 à 60 % dans le Pays Basque et en Galice septentrionale, 65 % en Nouvelle Castille et 66 % dans la région de Lisbonne. Cet affaiblissement de la circulation cyclonique est le résultat de la diminution sensible des systèmes dépressionnaires en circulation méridienne : principalement les dépressions quasi stationnaires aux abords de la Péninsule Ibérique et les perturbations se déplaçant suivant des trajectoires à composante N. En revanche, les systèmes cycloniques d'O redeviennent plus fréquents, concrétisant une transformation de la circulation zonale en été.

4°) Le développement de la circulation anticyclonique en été.
Le rôle de l'anticyclone des Açores.

Nous savons que le trait géographique fondamental est la diminution sensible des précipitations en été, et particulièrement en juillet sur la façade SO de l'Europe. Cette indigence pluviométrique de début d'été se traduit par l'extension de la sécheresse méditerranéenne à une grande partie du "Norte" océani-

que (Minho, Galice, régions côtières et bassins intérieurs des Asturies), et par l'apparition d'une subsécheresse en Bretagne et dans le Pays Basque. Malgré la reprise des précipitations, ces aspects climatiques se prolongent pendant le mois d'août en année moyenne dans la plupart de ces régions et certaines années cette sécheresse prolongée peut gagner toute la façade atlantique de l'Europe.

Ce trait essentiel du rythme climatique de ces régions est incontestablement lié à l'augmentation, déjà amorcée en juin, des situations anticycloniques. De Lisbonne à Brest, ces situations sont plus fréquentes que les situations cycloniques en juillet ; 52 à 53 % en Bretagne occidentale, 69 à 70 % dans le Norte océanique, 77 à 79 % dans les régions centrales de la Péninsule, Portugal et Meseta. En août, malgré une diminution de la fréquence cette supériorité se maintient seulement dans les régions ibériques : 48,5 à Brest - 62 % à La Corogne et à Saint Sébastien, 70 à 73 % à Lisbonne et Madrid. On ne peut donc pas nier l'existence d'une relation étroite entre la faiblesse pluviométrique estivale et l'extension des anticyclones sur l'Europe de l'Ouest. Cette conclusion n'a rien d'originale car bien des auteurs ont montré la correspondance entre l'apparition de la sécheresse dans le domaine méditerranéen et la "rareté des perturbations" soulignée par P. BIROT⁽¹⁶⁴⁾, ou le "maximum typique de pression" selon V. MASACHS ALAVEDRA⁽¹⁶⁵⁾. Cette circulation synoptique faiblement cyclonique est généralement attribuée à l'action de l'anticyclone des Açores qui, précise P. BIROT "est remonté largement au Nord". Pourtant, cette origine synoptique ne semble pas entièrement satisfaisante ; P. BIROT lui-même reconnaît que l'explication de la saison sèche d'été se révèle extrêmement délicate à l'analyse. De son côté P. PEDELABORDE

(164) P. BIROT (62) p.49.

(165) D.V. MASACHS ALAVEDRA (428) p. 42.
W. ZIMMERSCHIED(752) p. 406.

dans une étude limitée sur la circulation atmosphérique des Pyrénées Françaises montre que le SO de l'Europe n'est pas toujours en été sous l'influence d'une circulation anticyclonique prédominante⁽¹⁶⁶⁾ et G. VIERS s'interroge sur l'intérêt scientifique d'employer simplement l'anticyclone des Açores pour expliquer les climats de la Péninsule⁽¹⁶⁷⁾.

De fait, les anticyclones qui se succèdent au-dessus des régions étudiées ne correspondent pas tous à des avancées de la ceinture des hautes pressions subtropicales. Les anticyclones dynamiques alimentés directement par de l'air chaud ne représentent qu'une minorité ; les types A + I + ES se produisent ainsi durant 15 % des jours de juillet, 12 % en août pour la Bretagne, et dans les régions septentrionales de la bordure atlantique de l'Espagne : 24 à 26 % en juillet, 22 à 23 % en août. En revanche, les anticyclones à alimentation froide sont bien plus fréquents. Parmi eux, les dorsales barométriques, les anticyclones peu épais, tiennent une place importante - 17 % en Bretagne et en Galice - qui a augmenté par rapport au printemps et à l'hiver. C'est que pendant la saison chaude la circulation zonale qui domine à nouveau, est caractérisée par le déplacement vers le N de l'axe des ondulations. Dès lors, le SO de l'Europe est moins directement affecté par le passage des systèmes cycloniques d'O : 26 % en Bretagne et 15 % en Galice. Cette région est donc plus souvent atteinte par les extrémités des vallées planétaires où l'affaîssement de l'air froid s'accroît. Nous avons vu, comment en été, les expulsions polaires évoluent entre les cellules chaudes dynamiques de l'Atlantique et celles du domaine ibéroméditerranéen, comment, coincées entre ces cellules, ces advections froides s'étalent en direction du Portugal et des Canaries. Elles sont ainsi responsables d'une fréquence relativement élevée à Lisbonne

(166) P. PEDELABORDE (516) p. 46.

(167) G. VIERS (710) . p. 303.

de ces anticyclones maritimes peu épais se prolongeant en altitude par une dépression froide détachée ou de ces dépressions quasi stationnaires, induites.

Toutefois, la fréquence des cellules anticycloniques chaudes augmentent brutalement vers le S, 35 à 36 % à Lisbonne, 39 à 40 % à Madrid où leurs présences se manifestent dans les basses couches atmosphériques par des dépressions thermiques. Cet accroissement est encore essentiellement lié au retour de la circulation zonale qui facilite les oppositions synoptiques selon la latitude, comme le confirment l'effondrement de la circulation cyclonique d'O dans ces régions et l'apparition beaucoup plus fréquente des anticyclones chauds en circulation zonale. Car si, les cellules subtropicales bloquées sur l'Europe de type ES, s'installent plus fréquemment en juillet et en août que pendant les autres saisons elles introduisent des différenciations régionales moins sensibles. La sécheresse estivale n'est donc pas due entièrement à l'expansion de l'anticyclone des Açores. Mais il est indéniable que sur toute la façade atlantique du SO de l'Europe, l'été est caractérisé par une fréquence maximale de cellules anticycloniques et que cette fréquence augmente rapidement au S du parallèle 45°.

L'analyse synoptique année par année confirme le rôle de la circulation anticyclonique sur les caractères de l'été. Ainsi, les périodes estivales fraîches et pluvieuses, tels les mois de juillet 1950 à 1958, les mois d'août 1951 et 1956, sont caractérisées par de nombreux passages de systèmes cycloniques, de dorsales barométriques. Le mois d'août 1961 qui se rapproche du mois normal est caractérisé par 4 jours seulement de circulation cyclonique, 14 jours d'anticyclones à alimentation froide en circulation zonale, 8 jours d'anticyclones océaniques chauds et 5 jours de cellules chaudes continentales de type ES qui provoquent de fortes

montées du thermomètre à la fin du mois. Car effectivement c'est principalement ce type d'anticyclone qui est responsable d'étés chauds et véritablement secs, étendus à toute l'Europe occidentale, du domaine méditerranéen au domaine océanique : août 1949, août 1955 par exemple.

Principalement au mois d'août, les situations synoptiques reliées à la circulation méridienne S redeviennent plus fréquentes, encore que ce type de circulation à l'échelle planétaire n'entretienne pas toujours des situations anticycloniques. Suivant la position des ondulations bloquées, les régions atlantiques de l'Europe peuvent être soumises directement à l'action de systèmes cycloniques de SO ou de dépressions quasi stationnaires détachées. Dans ces conditions, le mois chaud connaît de nombreuses journées orageuses et pluvieuses.

Ce rôle important de la circulation méridienne S se retrouve en automne mais avec plus de vigueur.

5°) L'automne, les vicissitudes du retour de la saison pluvieuse et de la circulation méridienne.

L'installation de la saison pluvieuse coïncide avec l'affaiblissement de la circulation anticyclonique qui atteint un nouveau minimum en novembre, un minimum toutefois moins accentué que durant les mois de mars et de mai. Cet affaiblissement s'accroît avec la latitude ; en Bretagne, il est déjà sensible dès septembre pendant lequel les situations anticycloniques n'apparaissent que pendant 46,5 des jours, tandis que dans le N de la Galice et le Pays Basque, la proportion représente encore 55 à 56 % et au-dessus de la Meseta 69 % ! En octobre, les variations des fréquences des anticyclones en fonction de la latitude sont encore très importantes, puisqu'à La Corogne, la circulation anticyclonique apparaît encore pendant plus de la moitié des jours.

Ce fait est le résultat d'une profonde transformation de la circulation zonale des grands courants d'ouest, à savoir, le retrait vers le sud de l'axe des ondulations de ces courants en circulation zonale rapide. Cette fois la Bretagne n'est plus atteinte que par les extrémités septentrionales des crêtes chaudes qui dans les basses couches de l'atmosphère correspondent aux secteurs chauds des dépressions cycloniques. Dès lors, la fréquence des anticyclones maritimes à alimentation chaude s'effondre brutalement : 2 à 3 % des jours à Brest à partir de septembre alors qu'elle se maintient encore à plus de 9 % à La Corogne. De plus dans cette région de la Galice septentrionale, les évolutions des expulsions froides sur les versants occidentaux des vallées planétaires alimentent toujours selon une forte proportion des cellules anticycloniques maritimes à alimentation froide ; d'où également une circulation cyclonique d'O, beaucoup plus présente en Bretagne que dans les régions océaniques de la Péninsule.

En revanche, la diminution de la circulation anticyclonique dans les domaines océaniques est relativement atténuée, par le retour en automne d'une circulation méridienne dominante. Mais, une circulation méridienne, qui nous l'avons vu, prend des aspects différents de celle du printemps. En septembre et en octobre plus particulièrement, les courants méridiens S tiennent une place plus importante dans le cadre de la circulation méridienne que pendant les mois d'avril et mai. C'est dire que les anticyclones bloqués se stabilisent plus fréquemment sur le continent européen que sur l'Atlantique⁽¹⁶⁸⁾. La façade atlantique de l'Europe est donc située bien souvent à la limite d'anticyclone à alimentation très chaude et de courants cycloniques de SO, ou encore de cellules dépressionnaires stabilisées qui tendent à se détacher au-dessus des régions plus méridionales. Deux conséquences

(168) S.L. ROSENTHAL. T.A. GLEESON (603) p. 196.

climatiques découlent de cette importance de la circulation méridienne S. D'abord, les cellules anticycloniques soumises à l'influence de ce type de circulation, et que nous avons regroupées dans le type ES, sont plus fréquentes dans l'O que sur la façade atlantique de la Péninsule où dominent en revanche les formes dépressionnaires stables, cf. octobre (fig.4-48). Ceci se traduit certaines années par des conditions climatiques zonalement inversées, avec un octobre, comme en 1965, doux et peu pluvieux en Bretagne et dans le Pays Basque situés plus fréquemment en bordure d'anticyclones ES, et en revanche frais et fortement arrosé, dans le Portugal central placé sous l'action quasi permanente de dépressions isolées de type ds. Ensuite, la forte variation interannuelle, constatée en automne dans les différentes régions de la façade océanique de l'Europe, est essentiellement liée à la position des grandes crêtes chaudes bloquées. Que ces dernières s'installent loin de la façade, sur l'Europe centrale et Scandinave, et nos domaines océaniques sont principalement touchés par les systèmes cycloniques de SO qui, alternant avec des dépressions d'O, contribuent à alimenter de fortes précipitations mensuelles, comme en octobre 1960 et 1961. Que ces "anticyclones bloqués" s'installent sur l'Europe occidentale et les régions atlantiques sont placées sous l'influence d'un flux chaud subsident qui entretient des périodes plus ou moins longues de chaleur et de sécheresse, responsables d'une prolongation de l'été, agréable pour le touriste, mais redoutée des agriculteurs - octobre 1959 et automne 1969.

CONCLUSION

Incontestablement, cette analyse des conditions de circulation synoptique répond en première approximation à un certain nombre de questions que posent les rythmes des éléments climatiques et leurs principales variations spatiales sur la façade SO de l'Europe. Mais, les hiérarchies de fréquences des situations synoptiques suffisent-elles pour expliquer toutes les données climatiques, pour rendre compte exactement des rythmes pluviométriques, et surtout des variations régionales climatiques à l'intérieur même du domaine océanique ? La dégradation brutale des caractères océaniques vers le S, sur la façade portugaise est-elle due uniquement à l'augmentation de la fréquence des anticyclones et plus particulièrement à l'accroissement des manifestations de l'anticyclone des Açores ? D'autre part, on doit s'interroger sur le fait que la circulation synoptique n'est pas très différente de la Galice au Pays Basque alors que nous avons souligné entre ces régions de fortes variations non seulement à l'échelle des données climatiques mensuelles, mais également dans le cadre des successions quotidiennes des états de l'atmosphère. Car, les données géographiques créent des conditions régionales et locales de circulation atmosphérique qui peuvent profondément modifier, d'une région à l'autre, les conditions de circulation développées à l'échelle synoptique.

C H A P I T R E III

LES FACTEURS GEOGRAPHIQUES DE LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE

=====

REGIONALE

=====

Pour expliquer les oppositions entre les domaines climatiques, et a fortiori, les variations régionales climatiques à l'intérieur d'un même domaine les seules études fréquentielles des situations synoptiques sont loin d'être suffisantes. Elles constituent un point de départ nécessaire et indispensable à l'explication climatique, mais elles ne peuvent en aucune façon constituer une fin en soi. Car avec Ch. P. PEGUY⁽¹⁾, il faut se demander, comment à l'échelle régionale, telle fréquence d'une situation synoptique donnée se traduit de "façon concrète", dans les réalités thermiques et pluviométriques. Non seulement, "la délimitation de l'espace synoptique est souvent sujette à discussion", mais encore à l'intérieur même de cet espace synoptique les effets mesurables varient fortement en fonction des facteurs géographiques régionaux et locaux, selon les conditions du relief continental et des caractères thermiques des étendues marines environnantes.

Ces facteurs géographiques ont pour conséquence de créer de nouvelles structures dans les basses couches de l'atmosphère en faisant apparaître ou en accentuant des

(1) Ch. P. PEGUY (526) p. 328.

éléments de variabilité qui à l'échelle synoptique n'interviennent pas comme critères fondamentaux de différenciation. C'est particulièrement le cas dans le N et le NO de la Péninsule Ibérique où une puissante barrière montagneuse domine directement l'Océan Atlantique dont la température des eaux de surface peut varier sensiblement tout le long du littoral. Dans le cadre de chaque situation synoptique, le jeu combiné et complexe de la diversité des données océaniques et des données topographiques introduisent de profondes transformations dans les structures verticales des masses d'air, provoquent des déviations des flux et des déformations des surfaces de discontinuité.

I - LES DONNEES OCEANIQUEES DE LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE

=====

REGIONALE.

=====

Le front côtier, c'est-à-dire l'opposition brutale entre l'étendue maritime et la masse continentale, constitue à lui seul un facteur géographique important capable de modifier régionalement et localement la circulation atmosphérique. Les déformations de la circulation synoptique, dépendent, bien entendu, des contrastes thermiques entre l'océan et le continent qui résultent de processus physiques généraux bien connus. Cependant le long de la façade atlantique, l'intensité de ces contrastes n'est pas constante parce que les températures des eaux océaniques de surface varient sensiblement. Ainsi en été, le fond du golfe de Gascogne apparaît comme une région chaude qui se détache nettement du reste de la façade atlantique de l'Europe du SO où les eaux sont toujours plus froides que celles du plein océan à latitudes égales. Dès lors, les conditions de circulation engendrées

par des gradients thermiques variables viennent interférer d'une façon complexe avec les données dynamiques liées aux brusques variations de freinage de l'air de part et d'autre du littoral.

- A) LES VARIATIONS REGIONALES DES TEMPERATURES OCEANQUES

DU PAYS BASQUE AU MINHO.

Il est évident que la connaissance des températures des eaux océaniques de surface le long des littoraux est beaucoup moins sûre que celle des températures des stations continentales. La variété des techniques de mesure, l'absence de stations fixes empêchent de s'attarder à une analyse des valeurs absolues. En revanche, la comparaison des données présentées par divers documents utilisés précédemment pour l'étude des facteurs océaniques à l'échelle zonale, permet de dégager l'existence de différenciations régionales importantes.

1°) L'anomalie thermique positive dans le fond du golfe de Gascogne.

Elle représente une donnée géographique très importante qui a déjà été soulignée par P. PEDELABORDE⁽²⁾. En réalité, elle existe pendant la saison chaude seulement ; de mai à octobre les températures moyennes annuelles des eaux océaniques en face de Saint Sébastien sont supérieures à celles de la façade côtière de la Galice septentrionale. L'écart moyen maximum entre ces régions est atteint en juillet-août,

(2) P. PEDELABORDE (512) p. 97.

et semble se situer aux environs de $1^{\circ}5$ à 2° , si l'on retient les données fournies par les cartes établies par M. TREGLOS au CNXO qui se rapprochent des résultats que nous avons obtenus à partir d'une étude fréquentielle des températures océaniques représentées sur les cartes quotidiennes du bulletin "informacion tecnica diaria" de la météorologie nationale espagnole. L'emploi des cartes de V. ROMANOVSKY aboutit à des différences beaucoup plus élevées : de l'ordre de 4 à 5° . Cependant, il est certain que les températures augmentent régulièrement en été des Mariñas à la côte Basque : 18 à $18^{\circ}5$ à La Corogne, 20 à $20^{\circ}5$ à Saint Sébastien en août⁽³⁾. En revanche, durant la saison froide, cette anomalie thermique disparaît, avec cette fois des températures légèrement supérieures le long de la Galice et du Minho ; de novembre à mars, ce sont les températures face à La Corogne qui dépassent celles de Saint Sébastien de quelques dixièmes de degré.

L'incertitude est plus grande en ce qui concerne les variations des températures océaniques de la Galice septentrionale au Minho. En hiver, la température augmente régulièrement de près de 1° du Cap Ortegal à l'embouchure du Douro : en février-mars, de l'ordre de 12° aux environs de la Corogne, de 13° face à Porto. Mais en été, l'analyse des différents documents aboutit à des conclusions plus variées. Si l'on tient compte des données fournies par l'Anuario Climatologico de la météorologie portugaise (fig. 2-30) il apparaît que les températures océaniques face à Porto, plus exactement face à son avant-port maritime de Leixoes, sont nettement plus basses que le long des côtes de la Galice septentrionale. Par contre, les calculs reposant sur l'emploi de documents cartographiques communs, cartes mensuelles de M. TREGLOS, cartes quotidiennes du bulletin espagnol font ressortir que les eaux

(3) Valeurs thermiques proches de celles présentées par H. J. MAC LELLAN (417) p. 45.

océaniques littorales, à la latitude de Porto, ne sont guère plus froides que celles comprises entre le cap Ortegal et le cap Finisterre.

Quoi qu'il en soit, on peut retenir les faits géographiques suivants : en été, une opposition évidente entre les eaux chaudes de la façade vascocantabrique et les eaux relativement froides de la bordure Galice-Minho, la frange limite se situant dans les Asturies occidentales entre le port de Luarca et l'embouchure du rio Eo. En hiver, les températures diminuent régulièrement du Minho au fond du golfe de Gascogne.

2°) L'origine de ces variations régionales.

L'anomalie thermique positive des eaux du golfe de Gascogne est liée selon P. PETELABORDE, à la présence d'une large plate-forme continentale qui fait que les eaux peu profondes possèdent une inertie thermique moins accusée que le plein océan. Cependant, ce facteur ne semble pas être le seul à intervenir puisque le long du littoral galicien la plate-forme continentale est plus large que le long de la façade vascocantabrique où justement les eaux chaudes s'accumulent en été. C'est que nous retrouvons ici l'action de la circulation des eaux de surface sur la répartition des températures océaniques. Les effets des courants marins qui agissent à l'échelle zonale et synoptique se font également sentir à des échelles d'ordre inférieur et contribuent ainsi à créer une grande diversité régionale. Rappelons en effet que les courants de surface poussés par les vents dominants tendent à concentrer sur leur droite les eaux chaudes, de sorte qu'il est tant d'expliquer, comme le souligne E.B. KRAUS, les anomalies thermiques à la surface de la mer par les variations des advections de chaleur associées aux "wind-driven sea

currents"⁽⁴⁾. De fait en été, la distribution des températures océaniques dans le fond du Golfe de Gascogne et le long des côtes galiciennes et portugaises semble être liée étroitement aux variations régionales des vents dominants et des courants marins qui en résultent. Nous savons que de juin à septembre, les vents forts et assez forts sur la façade O ibérique soufflent fréquemment suivant des directions à composante méridienne nord. Or, ces vents de NE en galice septentrionale, de N NO le long des Rías Bajas et du Minho entretiennent des courants marins persistants parallèles aux littoraux, de NE aux environs du Cap Vares, de N à partir du Cap Finisterre, c'est-à-dire, des courants qui favorisent les concentrations d'eaux froides sur la façade continentale. En revanche, dans le fond du golfe de Gascogne, les courants à composante N, beaucoup plus irréguliers⁽⁵⁾, se dirigent vers la façade vascocantabrique, où, à l'E du Cabo Mayor, les vents dominants de NO en saison chaude doivent en fait pousser des courants de surface parallèles à la côte, de direction O.E. Dès lors, ces conditions de circulation marine favorisent le maintien et la concentration des eaux océaniques qui s'échauffent plus facilement au-dessus de la plate-forme continentale peu profonde. Par contre, durant la saison froide, les vents dominants de secteur S. SO provoquent l'apparition de courants littoraux SN, face au Minho et la Galice⁽⁶⁾, c'est-à-dire d'une circulation marine favorable à la conservation d'eaux relativement plus chaudes sur cette façade (fig. 2-49).

Il est certain que ces tendances moyennes masquent des variations régionales plus brutales et plus complexes, en fonction des situations synoptiques. De fait, P.M. WOLFF⁽⁷⁾ souligne le fait que la surface de la mer répond rapidement aux

(4) E.B. KRAUS (356) p. 252.

(5) Cf. Climatological et océanographic atlas for mariners, cartes 121 à 125 des courants de surface.

(6) id... cartes 117-118.

(7) P.M. WOLFF. (737) p. 96.

forces atmosphériques entraînant, puisque les changements sur deux jours du champ des températures des eaux de surface sont fréquemment du même ordre de grandeur que le rythme thermique moyen annuel; c'est-à-dire que des situations synoptiques stabilisées pendant plusieurs jours peuvent accentuer les contrastes thermiques. J. BJERKNES, étudiant les conditions synoptiques de l'interaction mer-atmosphère dans le N de l'Atlantique, insiste sur le fait que le renforcement des alizés du NE, sur la façade orientale de l'anticyclone des Açores est responsable d'un refroidissement des eaux océaniques dans les régions subtropicales et tropicales de cette bordure océanique⁽⁸⁾. De la même façon, les anticyclones océaniques à alimentation polaire, type MA ou MAN qui dirigent pendant plusieurs jours des vents d'E et de NE sur le N de la Péninsule Ibérique sont à l'origine de variations de températures des eaux de surface dans le golfe de Gascogne. Par exemple, à la fin du mois de juillet 1972, après quelques jours d'extension sur l'Europe occidentale de l'anticyclone océanique, alimenté par des expulsions polaires dirigeant des vents de NE, un fort écart thermique de 7° apparaît entre les eaux du fond du golfe (23°) et celles de la bordure de la Galice septentrionale (16°).

De tels contrastes thermiques agissent à leur tour sur l'évolution des situations synoptiques à l'échelle locale et régionale.

- B) LES EFFETS DE CETTE DIVERSITE THERMIQUE DES EAUX OCEANIQUES.

Ainsi, les échanges de chaleur qui, se produisant au niveau de l'interface océan-atmosphère, varient fortement le

(8) J. BJERKNES (67) p. 143.

long de la façade du domaine océanique. Le transfert d'énergie se fait essentiellement de l'Océan vers l'air susjacent, soit sous forme de chaleur sensible, soit sous forme d'évaporation. Le flux total d'énergie Q est alors fonction des variations verticales de la tension de la vapeur d'eau, au-dessus de la surface océanique et de la vitesse du vent, selon la formule générale⁽⁹⁾ :

$$\{ Q = k (e_s - e) v \}$$

où e_s est la tension de la vapeur d'eau à la température superficielle de la mer T_w , e la tension de la vapeur d'eau dans l'air à la température t_a , à une hauteur déterminée, et v la vitesse du vent à cette hauteur.

Bien que les relations entre les transferts verticaux d'énergie et les valeurs des champs du vent, de la température et de l'humidité soient complexes et relèvent d'équations non-linéaires⁽¹⁰⁾, on peut considérer que les processus physiques au niveau de l'interface océan-atmosphère dépendent, en première approximation, de la différence de température qui sépare la surface de l'océan des basses couches de l'atmosphère. Il est certain que le transfert d'énergie et de vapeur d'eau aux basses couches de l'atmosphère est activé par une température de l'eau supérieure à celle de l'air. Dans ces conditions, l'augmentation de la température et de l'humidité dans les basses couches de l'atmosphère tend à accroître les conditions d'instabilité de celles-ci. A. GUILCHER a cru devoir attirer l'attention des climatologues sur ce fait qui rend compte de la forte activité des perturbations dans les régions océaniques, de septembre à mars, lorsqu'il existe un excès thermique de l'eau⁽¹¹⁾. Par contre, lorsque la température de l'eau est plus basse que celle de l'air, l'énergie nécessaire à l'évapo-

(9) H.U. SVERDRUP (670) p. 1078, A.H. PERRY (536) p. 40.

(10) E.B. KRAUS (356) p. 164.

(11) A. GUILCHER (285) p. 55.

ration est puisée dans les basses couches atmosphériques. Comme cette perte d'énergie est loin d'être compensée par un apport des couches supérieures, puisque le flux descendant d'énergie est lent et limité⁽¹²⁾, une couche d'air peu épaisse se refroidit et se rapproche de l'état de saturation.

Or, le long du domaine océanique étudié, ces processus physiques interviennent pour modifier profondément l'évolution des situations synoptiques. En hiver, les températures océaniques, sur toute la façade atlantique de la Péninsule, sont souvent plus élevées que les températures des masses d'air polaire qui s'affrontent ; d'où des conditions favorables à une forte activité des perturbations le long de toutes les régions côtières ibériques. En été, en revanche, les conditions régionales des rapports océan-atmosphère sont beaucoup plus complexes du fait de l'anomalie thermique positive qui accentue les conditions d'instabilité dans le fond du golfe de Gascogne.

1°) L'instabilité accrue en été sur la façade orientale vasco-cantabrique.

De fait, l'accumulation d'eau chaude le long de cette façade, plus particulièrement à l'E du Cabo Mayor, est favorable au développement des mouvements ascendants. L'absence de radiosondage dans cette région ne permet pas d'étayer cette affirmation d'une démonstration irréfutable. Cependant, l'accélération de ces mouvements verticaux est confirmée par un fait d'observation : la présence fréquente au-dessus de l'Océan dans ces régions en été, de gros cumulus à forte extension verticale, particulièrement lors des situations de traîne, en système cyclonique et au début de l'installation des anticyclones maritimes à alimentation froide.

(12) Leçons destinées à la formation des prévisionnistes...
p. 18 G. DADY (140) p. 132.

Ce fait d'observation est bien le résultat d'une forte instabilité que l'on peut facilement comprendre malgré l'absence de documents précis sur la structure verticale de l'atmosphère. Pendant ces séquences synoptiques l'arrivée d'air polaire au-dessus d'un substratum maritime relativement chaud, provoque un brusque accroissement du flux total d'énergie dans les basses couches. Il en résulte une augmentation à la fois du gradient thermique vertical et du gradient d'humidité. Or, ce sont deux facteurs qui créent les conditions d'instabilité convective et d'instabilité potentielle⁽¹³⁾. Dans certains cas, l'effet cumulatif de ces gradients peut être assez élevé pour être responsable de puissants mouvements ascensionnels au-dessus de l'Océan lui-même, dans d'autres cas le mouvement ascendant amorcé par le soulèvement de l'air à l'approche des massifs élevés permet d'atteindre rapidement les conditions d'instabilité absolue.

Quoi qu'il en soit, la faible insolation estivale des régions vascocantabriques qui constitue un élément important de la diversité du domaine océanique, résulte bien de la convergence de l'influence de l'anomalie thermique positive de l'Océan et des effets topographiques. En effet, au départ, les masses d'air qui sont soulevées, canalisées selon les conditions du relief, analysées au chapitre suivant, présentent fréquemment des caractères physiques favorables à l'instabilité. Avec cet enchaînement de facteurs géographiques le fond du golfe de Gascogne devient la région la plus favorable à la frontogénèse sur toute la façade du SO de l'Europe en été.

Or, cette convergence de facteurs ne se produit pas le long des littoraux de la Galice et du Minho où la présence d'eaux océaniques plus froides constituent un facteur de stabilité.

(13) Cf. infra p.377

2°) Stabilité atmosphérique en été sur la façade O atlantique.

Nous retrouvons, là les conditions climatiques d'une bordure continentale, longée par un courant marin froid, quoique les conséquences sur les températures moyennes ne soient pas aussi sensibles que sur la côte pacifique des Etats-Unis, à latitude égale. D'une part, les données thermiques sont du même ordre de grandeur, aussi bien dans les stations côtières de la Galice septentrionale que dans les régions littorales vascocantabriques et d'autre part le gradient thermique NS de la Galice au Minho n'est pas atténué par la présence des eaux froides.

Cependant, les températures des eaux de surface de cette bordure restent le plus souvent inférieures aux températures maximales des masses d'air polaire. Ainsi, l'air froid des traînes cycloniques à l'arrière des fronts froids est rarement réchauffé à la base et ne reçoit qu'une faible alimentation en vapeur d'eau. Dès lors, ces mécanismes interviennent dans le même sens, pour entraver le développement des mouvements ascendants, atténuer l'activité des fronts. Ils contribuent ainsi à diminuer dans ces régions, l'action pluviométrique des systèmes dépressionnaires en été, comme nous le verrons dans l'analyse des effets des situations synoptiques dans la 3e partie. Mais surtout, le renforcement des eaux froides, le long de ce littoral, peut provoquer une modification de la structure verticale de la masse d'air. Comme la perte d'énergie des couches inférieures au contact de l'Océan n'est que très faiblement compensée par un flux d'énergie venu des couches supérieures, le refroidissement de l'air au contact de l'océan s'accroît, et une inversion de température apparaît dans la basse troposphère. Et, cette inversion s'accroît si les conditions synoptiques se conservent plusieurs jours.

Nous savons que ces conditions sont justement remplies par les anticyclones qui dirigent des vents de NE sur le domaine atlantique, comme les anticyclones continentaux européens (EN et Co), bien sûr, mais également et surtout les anticyclones océaniques étendus à l'Europe Occidentale. Dès lors, les inversions de température qui caractérisent la bordure orientale de l'anticyclone des Açores ne s'expliquent pas simplement par la stratification de deux masses d'air différentes. Cette inversion s'accroît, en effet, au cours même de l'évolution de la situation anticyclonique, ainsi que l'atteste l'analyse comparée des radiosondages à La Corogne des 23 au 26 août 1963 (fig.2.49). La présence de l'inversion de température constitue un facteur de stabilité des expulsions froides qui s'enroulent vers le SO, contrairement à ce qui se passe dans le fond du golfe de Gascogne. Mais, en revanche, cette discontinuité thermique et ce refroidissement de contact favorisent l'apparition de formations nuageuses basses : stratus et brouillards.

3°) Les brouillards littoraux en été de la Galice et du Minho.

Nous savons que l'une des données caractéristiques de l'ambiance atmosphérique de ces régions littorales ibériques, comme dans le N. Finistère en Bretagne, est l'apparition relativement fréquente pendant les mois d'été de brouillards. Ce ne sont pas des phénomènes passagers, comme le pensent P. ESTIENNE et A. GODARD⁽¹⁴⁾ ; ils peuvent durer une journée entière et même plusieurs jours consécutifs. Car contrairement aux brouillards de rayonnement des régions intérieures plus fréquents en hiver, ils sont moins sensibles aux rythmes thermiques diurnes. Ce sont effectivement des brouillards d'advection résultant d'un déplacement d'une masse d'air humide sur un substratum relativement froid. Bien sûr, la

(14) P. ESTIENNE et A. GODARD (213) p. 256.

distinction entre brouillards d'advection et brouillards de rayonnement, dans les régions océaniques tempérées n'est pas toujours aussi simple que l'on pourrait le croire et nous ne saurions adopter la typologie des brouillards présentée par G. VIERS⁽¹⁵⁾ sans soulever quelques remarques. On ne peut réserver le terme de brouillards côtiers, aux brouillards qui se forment en hiver par advection d'air humide sur le continent froid. De fait, le caractère froid du substratum s'accroît en s'éloignant des côtes et ce type de brouillard est plus épais et plus durable dans l'intérieur des presqu'îles océaniques que le long de leurs régions côtières. De plus, comme le substratum continental dans ces régions connaît un rythme thermique diurne, même en hiver, le refroidissement nocturne par rayonnement intervient dans l'épaississement de ces brouillards. Enfin, il nous paraît trop formaliste de séparer brouillards de mer et brouillards de courants froids, puisque les processus physiques qui aboutissent à leur formation sont les mêmes. Il nous paraît plus simple de parler de brouillards littoraux lorsque des formations brumeuses denses, formées soit en haute mer, soit à proximité du continent envahissent les régions littorales et disparaissent brutalement à quelques kilomètres vers l'intérieur, là où le substratum est suffisamment chaud pour provoquer une dissipation. Ces brouillards de saison chaude sur les régions littorales océaniques proviennent toujours de la baisse de température d'une masse d'air proche de l'état de saturation au contact d'eaux océaniques froides. Mais, cette évolution hygrothermique ne peut se réaliser que si certaines conditions de circulation sont remplies.

Pour expliquer la formation des brouillards ou des stratus bas, on a souvent invoqué le refroidissement au-dessus

(15) G. VIERS (712) p. 62.

des eaux froides de l'air chaud d'origine continentale. En réalité, cette transformation de la masse d'air chaud ne s'effectue pas immédiatement, lors du passage du continent aux surfaces océaniques froides. Aussi bien A. DROCHON, étudiant les brouillards des côtes du Sénégal septentrional⁽¹⁶⁾ que le météorologiste américain, D.F. LEIPPER, analysant les brouillards denses de la côte californienne⁽¹⁷⁾ ont montré que les brouillards envahissent le littoral lorsque les données de la circulation atmosphérique permettent à l'air chaud et sec :

- premièrement, de pénétrer profondément sur l'Océan à la surface duquel il active l'évaporation par apport d'énergie,
- deuxièmement, de revenir chargé d'humidité au-dessus du courant froid littoral qui accentue le refroidissement de la couche inférieure de l'air devenant rapidement saturée.

Dans ce cas, l'évolution de l'air chaud est favorisée par l'extension de l'anticyclone des Açores sur l'Europe Occidentale, du moins en apparence, car la structure de cet anticyclone est complexe et se rapproche de celle que nous avons décrite sous le nom de cellule ibéro-méditerranéenne (fig. 2-42,b). L'extrémité orientale de l'anticyclone d'air chaud qui s'étale sur le golfe de Gascogne est bordée au S par une dépression thermique centrée sur la Péninsule, et également par une faible dépression froide dans la troposphère moyenne au SO du Portugal. Néanmoins, au niveau de la mer, la situation synoptique favorise la pénétration sur l'océan de l'air venu de la Péninsule, puis sous l'influence de la circulation cyclonique et de la brise de mer, elle assure le retour de cet air humidifié, en direction de la façade du Maroc et du Portugal où les phénomènes de condensation se développent

(16) A. DROCHON, (178) p. 2.

(17) D.F. LEIPPER (383) p. 355.

au contact des eaux plus froides. Ces déplacements des formations nuageuses basses selon des trajectoires courbes apparaissent clairement sur les photos de satellites (cf. photos de fig. 242 b). Principalement, ces documents mettent en évidence le lien qui existe entre la circulation dans les basses couches de l'atmosphère et l'orientation des nappes nuageuses, au NO de la Galice. L'apparition et l'extension vers le SO de celles-ci sont liées à l'existence de vents de N à NE dirigés par l'anticyclone chaud. Nous savons, en effet, que l'action prolongée de ce type de circulation aboutit à la concentration des eaux froides le long du littoral où s'accroissent le refroidissement des basses couches de l'air et l'inversion de température. Ainsi, ce n'est pas par hasard que les brouillards matinaux se développent à La Corogne, le 28 août 1965, alors que l'inversion de température se renforce à l'intérieur de l'anticyclone chaud. Toutefois, avec ce type de situation synoptique, les brouillards et les stratus bas se dissipent le plus souvent au cours de la journée avec le réchauffement dû au rythme solaire, pour réapparaître le soir ou dans la nuit, comme on peut l'observer en été le long du littoral portugais.

Plus tenaces sont les brouillards et les plafonds nuageux bas, entretenus par le refroidissement de l'air polaire humide qui alimente la façade orientale de certains anticyclones maritimes de types MA et MAN. Car, ces anticyclones qui dirigent également des vents de NE ont des répercussions identiques sur la circulation marine côtière. Dès lors, de l'air polaire maritime humide peut très bien se condenser au contact des eaux atlantiques relativement plus froides⁽¹⁸⁾. Lors de périodes prolongées d'anticyclones alimentés par des expulsions froides, on peut suivre sur les photos de satellite les évolutions suivantes : des nappes nuageuses

(18) H.R. BYERS (101) p. 483.

basses apparaissent au N de la Galice, au droit du Cap vares, puis elles s'étalent vers le SO pour doubler le cap Finisterre et se rabattre sur la côte occidentale (cf. dans la IIIe partie les effets de situations synoptiques des 19 août 1969 et de la fin de juin 1967).

Ainsi, quelle que soit la structure des anticyclones océaniques, le fait capital, souligné par l'imagerie de satellite est la relation étroite qui existe entre la formation et le développement vers le SO des formations nuageuses basses d'une part et d'autre part, l'expansion des eaux froides à partir du N de la Galice sous l'action durable de vents de NE.

Cependant, certains brouillards et stratus bas se produisent à la fin d'une période anticyclonique chaude, à l'approche du front froid d'un système cyclonique, comme on peut le constater le 10 août 1966 (fig. 2.50 à comparer avec la fig. 2-27b). Ces nappes préfrontales sont la conséquence du refroidissement de l'air chaud sous la double influence des eaux froides littorales et des conditions de mélange d'air qui existent à l'avant du front froid⁽¹⁹⁾. Ces formations nuageuses basses sont donc différentes de celles qui apparaissent à l'avant du front chaud après saturation de l'air froid, par évaporation d'une partie des pluies frontales⁽²⁰⁾.

- C) LA CIRCULATION ATMOSPHERIQUE LITTORALE

Les variations de température des eaux bordières et les conséquences sur les structures des masses d'air qui en résultent, modifient à leur tour d'une région à l'autre, les

(19) H. FLOHN (233) p.110, A.E. COLE (121) p. 38.

(20) L. GARCIA DE PEDRAZA (253) p. 4.

oppositions thermiques terre-océan. Or, justement des échanges se développent entre ces deux domaines en fonction du gradient thermique horizontal selon une direction perpendiculaire au littoral. Toutefois, cet effet thermique interfère avec l'effet de friction, dû à la résistance brutalement accrue des surfaces continentales à l'écoulement de l'air venu de l'océan.

1°) Les échanges Terre-Océan, les vents littoraux

L'agitation permanente de l'atmosphère, le long des régions littorales, n'est pas uniquement caractérisée par la violence des vents, mais également par le fait que ceux-ci changent constamment de direction. Bien entendu, ces changements sont imposés par les évolutions et les successions des situations synoptiques. Mais à ce rythme synoptique vient se surimposer un rythme diurne plus régulier, caractérisé par la succession alternée de vents de directions opposées : brise venant de la mer au cours de la journée, brise soufflant de la terre à la fin de la nuit et au début de la journée.

a) Les brises littorales d'été

De fait, l'oscillation diurne des brises constitue le fait majeur de la circulation littorale dans les régions océaniques tempérées pendant l'été, en dehors des journées de circulation cyclonique brutale.

Plus encore que les côtes de la Bretagne⁽²¹⁾, les côtes atlantiques de la Péninsule Ibérique sont des régions de prédilection pour la formation de puissantes brises littorales qui sont capables de modifier les régimes des vents forts, associés à la circulation atmosphérique générale. En réalité,

(21) J. MOUNIER (457) p. 59.

c'est principalement le long du littoral lusitanien que les brises de terre et de mer présentent l'alternance la plus spectaculaire et atteignent les vitesses les plus élevées. P.R. CROWE a justement souligné la prédominance des vents océaniques au cours des journées estivales ; dans le courant de l'après-midi les vents d'O et de NO soufflent pendant plus de 75 % des jours alors que leur fréquence est quelque peu inférieure à 23 % au début de la matinée⁽²²⁾. L'étude partielle que nous avons réalisée pour le bimestre juillet-août des années 1961-1962, confirme ces résultats (fig. 2-51). Au cours de cette courte période, le renversement journalier des vents est remarquable à Porto : à l'aurore, les vents de terre de secteur E dominant largement avec une fréquence relative de près de 60 %, tandis qu'ils disparaissent au cours de la journée pour faire place à des vents de mer de secteur O et de NO dont la fréquence relative à 15h et 18h dépasse 90 % !

L'alternance des brises est encore sensible en Galice septentrionale et le long des régions vascocantabriques, bien qu'elle soit moins régulière. C'est principalement la brise de terre qui est beaucoup moins puissante et moins permanente dans ces régions. Au début de la journée (7 h) à la Corogne, à Saint Sébastien, les vents de secteur SE à SO soufflent de l'intérieur dans 25 % des cas seulement, beaucoup moins que les vents venus du large selon des directions à composante N.

Bien sûr, les données matinales ne sont pas exactement comparables puisque les roses des vents ne correspondent pas aux mêmes heures de relevés ; les vents des stations espagnoles sont mesurés une heure plus tard, c'est-à-dire à un moment où la hausse des températures qui s'amorce sur

(22) P.R. CROWE (130) p. 410.

le continent affaiblit le gradient thermique océan-terre. Cependant, l'alternance de brises a une probabilité plus grande de ne pas se former ou de souffler faiblement le long des côtes galiciennes et vascocantabriques ; du moins si l'on continue à admettre comme explication de cette alternance de brises, la convection thermique résultant de la valeur du contraste terre-mer et par conséquent de l'amplitude diurne de la température sur le littoral⁽²³⁾. De fait, pendant les mois d'été, les différences entre les maximums thermiques moyens et les minimums moyens sont nettement supérieures à Porto (plus de 10°) qu'à La Corogne, Santander et S. Sébastien (6° à 7°). D'autre part, des analyses quotidiennes des rythmes de vent met en évidence le fait que les renversements des vents sont les plus spectaculaires sur l'ensemble des régions littorales dans des conditions synoptiques qui permettent de fortes amplitudes de températures : exemple anticyclonique à alimentation chaude du 2 juillet 1962 par rapport à l'anticyclone océanique à alimentation froide du 27 juillet 1962 (fig.2-51).

Cependant, la simple explication reposant sur les contrastes thermiques ne semble pas toujours satisfaisante. La brise de terre est la plus régulière et la plus tenace au cours de la matinée à Porto, c'est-à-dire le long du littoral où les eaux sont les plus froides et le gradient thermique en direction de l'océan peu élevé, sinon nul, tandis que les eaux relativement chaudes du fond du golfe de Gascogne semblent peu efficaces pour provoquer une ascendance sensible au-dessus de l'Océan. En réalité, nous connaissons encore mal les problèmes de transport d'énergie entre la mer et le continent, ceux concernant le transfert d'énergie thermique en énergie mécanique ; pour l'instant il faut s'en tenir à la

(23) de MARTONNE (426) p. 173.

remarque de P.R. CROWE⁽²⁴⁾ que "le taux avec lequel la chaleur sensible alimente le mouvement de brises est plus important que les différences de température entre la mer et la terre". D'autre part, il faut tenir compte des interférences qui s'établissent entre les brises littorales et les vents entretenus par la circulation synoptique. Ainsi, l'oscillation des brises semble être surtout liée à l'extension de tous les types d'anticyclones océaniques sur l'Europe Occidentale qui dirigent principalement des vents de secteur NE à E sur les régions septentrionales et occidentales de la Péninsule, de sorte que les vents généraux renforcent sur la façade atlantique N Portugal la brise de terre qui souffle dans le même sens. De même, dans la journée, la circulation littorale et la circulation synoptique s'associent pour renforcer les vents de secteur N dans le fond du golfe de Gascogne.

Quoi qu'il en soit, la brise de mer constitue une donnée fondamentale de la circulation littorale, un élément dont les répercussions climatiques sont essentielles. En effet, elle permet à l'air marin frais de pénétrer dans l'intérieur des continents où elle contribue à diminuer les contrastes thermiques. Elle tend d'autre part à augmenter rapidement la nébulosité, soit en entraînant, nous venons de le voir, les brouillards formés sur les eaux océaniques froides soit en permettant la formation de nuages cumiliformes le long de la discontinuité air marin frais air chaud de l'intérieur. Enfin, avec la pénétration de cet air frais, l'extension vers l'intérieur d'une inversion de température favorise à basse altitude les concentrations d'éléments polluants qui ont été particulièrement étudiées par J.G. EDINGER sur la côte méridionale de la Californie⁽²⁵⁾.

(24) P.R. CROWE (130) p. 415.

(25) J.G. EDINGER (196) p. 710.

L'importance de cet effet sur l'ambiance atmosphérique dépend bien entendu de l'ampleur de la pénétration de la brise de mer. Or, il ressort des analyses précises entreprises par les chercheurs américains le long de la côte pacifique des Etats-Unis, que l'invasion de l'air frais marin est sensible aux conditions topographiques⁽²⁶⁾. Bien sûr, la brise de mer peut s'étendre très loin vers l'intérieur lorsque le littoral bas est bordé de plaines ou de plateaux peu élevés. En revanche, elle est rapidement stoppée par les chaînons littoraux, limitant à quelques kilomètres les fortes discontinuités thermiques responsables de formation de nuages comme on peut l'observer le long de la côte cantabrique dominée par les montagnes bordières, comme la Sierra de Cuera ou la Sierra de Sueve (fig. 2.51b). Toutefois, les vallées profondes perpendiculaires au littoral, canalisent et renforcent la brise de mer⁽²⁷⁾ qui pénètre loin en amont comme cela doit se produire dans la vallée du Nervión où s'étire la vaste région industrielle de Bilbao si l'on tient compte de la persennité des vents de NO (cf. les roses des vents de Sondica). La brise de mer serait donc un facteur important de la constance de la pollution dans cette vallée⁽²⁸⁾.

En hiver, c'est la brise de terre, le vent froid rabattant qui doit entraîner les mêmes inconvénients sur la côte cantabrique.

b) La circulation littorale en hiver : brises de terre et vents catabatiques.

Pendant la saison froide, la circulation cyclonique est beaucoup trop fréquente et puissante pour permettre une

(26) M.J. SCHROEDER et col. (629) p. 803.

(27) M.A. FOSBERG et M.J. SCHROEDER (241) p. 579-580. pénétration de la brise de mer dans la baie de S. FRANCISCO en direction de la vallée de San Joaquin.

(28) Et pourtant on a installé une raffinerie de pétrole dans la ría du Barbadun à Somorrostro!

oscillation diurne des vents. La circulation générale masque plus sensiblement la circulation régionale et locale imposée par des conditions géographiques. Toutefois, les contrastes thermiques Océan-Péninsule sont encore importants en hiver, en particulier la nuit lorsque sur le continent la température diminue sous l'action du rayonnement terrestre.

De fait, l'analyse des variations horaires des vents pendant le bimestre Janvier-Février ne montre pas un renversement total des vents, entre la nuit et le jour, mais elle souligne cependant une nette prédominance des vents venus de l'intérieur, à la limite du jour et de la nuit (fig. 2.52). Cette supériorité des vents de terre n'est pas évidente dans toutes les stations littorales. De fait, ils peuvent se maintenir toute la journée, comme à La Corogne et à Saint Sébastien où la circulation générale a un effet tyrannique. Mais, le long de la côte du Minho et du littoral cantabrique, il existe une nette différence entre les roses des vents de la fin de la nuit et celle du milieu de la journée. Incontestablement, les vents de l'intérieur sont beaucoup plus fréquents en début de journée, ce qui ne peut s'expliquer que par une circulation locale alimentée par des brises de terre.

Cette variation régionale semble souligner le fait que ces brises de terre ne sont pas simplement liées aux contrastes thermiques océan-terre, mais plutôt à des facteurs géographiques qui se situent du côté du continent. Ainsi les conditions topographiques de l'arrière-pays jouent un rôle primordial, P.R. CROWE constatant également la fréquence élevée des vents de terre le matin à Porto, parle d'effet de vallée⁽²⁹⁾. De fait, ces brises résultent du glissement sous l'action de la gravité de l'air froid accumulé sur les hauts plateaux et les hauteurs enneigées où les bilans radiatifs sont très défici-

(29) P.R. CROWE (130) p. 409.

taires. En réalité, ce sont des vents catabatiques qui n'ont pas l'ampleur des vents catabatiques des inlandsis polaires, des vallées des hautes montagnes ou des vents continentaux du pourtour de la Méditerranée (bora par exemple). Mais, ils sont suffisants pour influencer notablement les rythmes diurnes des éléments atmosphériques sur ces régions littorales.

Ces vents frais de l'intérieur se produisent en période de traînes cycloniques ou d'anticyclones, lorsque les conditions radiatives permettent l'épaississement de la couche froide intérieure. Celle-ci s'écoule à travers les cols, s'engouffre dans les vallées profondes pour déboucher avec force sur la bordure littorale, ou glisse plus lentement sur les versants des montagnes bordières en direction des régions océaniques plus chaudes où elle s'étale pour alimenter une faible brise qui s'amortit rapidement en mer, ne provoquant guère de difficulté à la navigation côtière⁽³⁰⁾. En l'absence de mesures détaillées des vents sur la façade septentrionale des Cantabriques, nous sommes obligé de raisonner par analogie. Toutes les conditions géographiques sont requises pour associer certaines baisses des températures hivernales à des actions de nature catabatique. La circulation du 15 janvier 1962, correspondant à une situation d'anticyclone dynamique alimenté d'air polaire, suggère en effet ce type de mécanisme. Ce dernier par le refroidissement brutal qu'il provoque doit être à l'origine de phénomène de condensation dans une atmosphère saturée au-dessus de l'océan. Il faut voir là une des causes de brouillards fréquents en hiver le long de cette côte cantabrique, à l'inverse des littoraux du Minho et de la Galice.

La question posée par le maintien de basses températures avec ce type de vents descendants qui devraient normalement se réchauffer selon la loi de l'adiabatique sèche, n'a pas

(30) M.J. RANTZEN (571) p. 116.

reque de réponse scientifique, faute d'une connaissance à l'échelle fine des conditions de pression et de température. Toutefois, les auteurs s'accordent à reconnaître que l'air peu épais ne s'affaisse pas, il glisse constamment sur des surfaces continentales froides qui entretiennent les basses températures⁽³¹⁾.

Mais, le fait important est que cette circulation littorale résulte essentiellement de facteurs géographiques continentaux : températures de l'air au-dessus de surfaces froides continentales, montagnes élevées entaillées de vallées profondes. Effet thermique et effet topographique se combinent ici pour modifier localement les conditions de circulation synoptique.

2°) L'effet hydrodynamique d'obstacle de la bordure littorale.

La circulation au contact de l'Océan et du continent n'est pas seulement modifiée par les échanges d'énergie entre ces deux domaines. Les vents se heurtent à l'obstacle que constitue le continent lui-même. L'écoulement de l'air est en effet brusquement ralenti par le freinage du relief ruqueux puisque la force de frottement est en première approximation le produit du carré de la vitesse du vent par un coefficient de friction qui serait six fois plus grand sur les surfaces terrestres que sur la mer⁽³²⁾. Cet accroissement de la friction provoque à la fois des mouvements verticaux et des déviations horizontales.

Le ralentissement entraîne, immédiatement après la ligne de côte, un phénomène de concentration et de soulèvement de l'air. Ce soulèvement vient donc, en été, s'ajouter à l'ef-

(31) P.R. CROWE (130) p. 434, E. REITER (581) p. 190.

(32) R. EMSALEM (208) p. 144.

fet thermique pour accroître les mouvements ascendants et la turbulence. L'action dynamique, difficile à isoler de l'effet thermique, peut alors permettre l'accroissement de la formation des nuages (cumulus) et accélérer à son tour la vitesse de la brise de mer, ce qui a pour conséquence de diminuer le décalage dans le temps entre le maximum du contraste thermique océan-terre et l'intensité maximale de la brise (33). On comprend mieux dès lors, pourquoi à Porto l'intensité des brises commencent à diminuer peu de temps après le maximum thermique. En hiver, les choses sont en revanche plus complexes, car l'effet de friction contrarie l'effet thermique.

Quoi qu'il en soit, l'action d'obstacle du littoral contribue à créer au-dessus de l'arrière pays un système convectif qui est responsable, au cours d'un épisode pluvieux, de la répartition des précipitations selon des bandes parallèles à la ligne de côte. Mais, si ce phénomène peut être mis en évidence dans les régions basses peu accidentées (34), il est beaucoup plus difficile de le saisir sur le pourtour atlantique ibérique où l'effet orographique agit immédiatement.

En revanche, on comprend peut être mieux les aspects et les conséquences des déviations horizontales dues à cet effet hydrodynamique d'obstacle. Evidemment les caractères de cette déflexion dépendent de la direction du flux par rapport à celle du rivage. D'abord un flux atteignant perpendiculairement le littoral, est comprimé, et ondule, comme déformé en accordéon. Ce résultat est concrétisé par les variations brutales du champ isobarique que P. QUENEY a mis en évidence dans ses études sur les déviations des flux abordant par le N la façade méditerranéenne de l'Afrique du Nord. En effet, un tel flux "à l'approche des côtes algériennes subit une forte déviation cyclonique" (35), de sorte que les vents au-dessus de la côte sont déviés sur leur gauche. Cet effet dynamique doit certainement se produire sur la bordure vasco-

(33) Selon les travaux de B. HAURWITZ, 1957, cités par F. DEFANT
(156) p. 660.

(34) Ex. étude de T. BERGERON pour les Pays Bas, cité par
Q.R. CROWE (130) p. 404.

(35) P. QUENEY (1962) p. 2.

cantabrique dont la disposition par rapport aux courants atmosphériques à composante N est similaire, bien que nous n'ayons pas de cartes isobariques journalières suffisamment précises pour étayer cette hypothèse. Celle-ci est d'autant plus plausible que P. de FELICE, à partir d'une campagne précise de mesure du vent en Bretagne, a confirmé l'existence de la déviation vers la gauche du vent pénétrant sur le continent et l'effet de convergence qui en résulte (36).

Ainsi, un flux de N à la limite d'un système dépressionnaire et d'une situation anticyclonique doit-il en fait renforcer la circulation cyclonique au-dessus du golfe de Gascogne. Malgré tout, cet effet est difficile à déterminer avec précision car il se confond rapidement avec l'action du relief accidenté qui, selon P. QUENEY, est beaucoup plus efficace.

Ensuite, cet effet hydrodynamique d'obstacle agit également sur les écoulements atmosphériques parallèles ou obliques au littoral et ses conséquences contribuent à opposer fortement les climats côtiers. De fait, à partir de modèles mathématiques, R.A. BRYSON et P.M. KUHN ont confirmé que dans l'hémisphère N un flux parallèle à la côte est associé à un phénomène de divergence et à une puissante subsidence si la terre est située à gauche du mouvement initial. Par contre, il y a convergence et ascendance pour un flux qui laisse sur sa droite le continent (37). Sans retenir les données quantitatives du problème, on voit tout l'intérêt que présentent de telles conclusions pour comprendre les variations pluviométriques régionales, le long du littoral atlantique de la Péninsule. Ainsi en été, les vents fréquents de direction à composante N le long des côtes de la Galice méridionale et du Minho renforcent la subsidence déjà imposée par les conditions synoptiques, tandis que sur le littoral basque les vents forts d'O et de NO qui laissent sur leur droite le littoral atténuent sensiblement cette subsidence synoptique.

(36) P. de FELICE (220) p. 282 - 283.

(37) R.A. BRYSON et P.M. KUHN (95) p. 289.

Dès lors, les conditions synoptiques et les données géographiques liées aux facteurs océaniques et côtiers, produisent des effets cumulatifs pour accentuer en été les contrastes climatiques entre les régions océaniques. Ainsi, la faible pluviosité estivale de la façade O (Galice et Minho) est accentuée par le fait que ces vents forts qui renforcent la divergence sont les mêmes qui contribuent à créer le phénomène d'upwelling le long de cette façade.

Et finalement, à toutes ces causes maritimes de la diversité des climats océaniques viennent s'ajouter les conditions d'un relief très accidenté à proximité des côtes.

II - LES EFFETS OROGRAPHIQUES ET LA FRAGMENTATION DE LA

=====

CIRCULATION ATMOSPHERIQUE.

=====

L'effet d'obstacle de la limite continentale est en réalité masqué par l'action du relief très accidenté qui borde la façade océanique du N et du NO de la Péninsule. Un rapide coup d'oeil sur une carte **hypsométrique** nous rappelle que les étendues planes peu accidentées, inférieures à 200 m constituent un liseret extrêmement étroit et discontinu. Ce n'est vraiment qu'au S de la vallée du Cavado, que les plateaux peu élevés s'élargissent et s'étalent sur plusieurs dizaines de kilomètres, en arrière du littoral portugais. Partout ailleurs, collines, hautes collines, massifs et chaînons dominant directement l'Océan. Même dans le Minho, les massifs se redressent brutalement et leurs plus hauts sommets ne sont jamais très éloignés de la côte : les versants supérieurs à 1 000 m de la Serra de Soajo et de la Serra do Gerez sont situés à moins de cinquante kilomètres de l'Océan.

Dès lors, les masses d'air maritime qui atteignent le N et le NO de la Péninsule sont brutalement soulevées et l'effet orographique dominant masque l'effet hydrodynamique d'obstacle du seul littoral. Nous avons vu comment cette influence du relief se répercute sur la distribution des précipitations ; dans tout le domaine océanique le moindre accident topographique se traduit par un sensible accroissement des volumes pluviométriques. En première approximation, l'ensemble montagneux qui s'étend des Pyrénées Occidentales aux hauteurs centrales du Portugal (Serra do Caramulo, Serra de Estrêla etc...), forme bien une barrière contribuant à opposer l'Ibérie humide et l'Ibérie sèche.

Mais il y a plus ; la grande diversité des données topographiques introduit également d'importantes différenciations climatiques à l'intérieur du domaine océanique humide et subhumide. Les transformations adiabatiques des masses d'air au cours de leurs mouvements verticaux imposés par le relief, les déformations des fronts et les déviations des lignes de courant varient fortement en fonction de la disposition des massifs élevés par rapport aux flux dominants. D'un côté, le Minho et la Galice où les lourds massifs intérieurs à orientation méridienne prédominante et où les profondes échancrures des rías encaissées ralentissent et analysent principalement les flux d'O et SO, de l'autre les régions vascocantabriques où les hautes chaînes des Pyrénées Occidentales et des Asturies constituent de nuisants obstacles aux flux méridiens qui réussissent cependant par percer à travers les collines basques, moins élevées.

Dès lors, dans le cadre de chaque situation synoptique les courants aériens sont diversement déviés, déformés non seulement à l'échelle du versant et de la vallée, mais également à l'échelle des aspects régionaux des accidents topographiques.

1°) Les effets climatiques à l'échelle du versant.

Les mécanismes physiques des transformations des masses d'air et des déformations des fronts pendant leur évolution au-dessus des entraves topographiques sont suffisamment connus pour comprendre les variations climatiques qui peuvent apparaître sur les versants opposés.

a) Nébulosité et pluie sur le versant au vent.

En théorie, dans le domaine océanique de la Péninsule, il y a en permanence un versant montagneux qui reçoit de plein fouet les masses d'air et les discontinuités qui séparent celles-ci. Or, c'est sur un tel versant au-dessus duquel se développent les mouvements aériens ascendants qu'agissent les effets clairement soulignés par P. PEDELABORDE⁽³⁸⁾. "L'accentuation de l'instabilité" des masses d'air représente l'effet orographique fondamental autour de la Péninsule Ibérique. Sur les versants tournés vers l'Atlantique, les masses d'air humide subissent un refroidissement par détente au cours de l'ascendance forcée⁽³⁹⁾. Ce refroidissement tend à placer l'air, soulevé mécaniquement, dans les conditions de l'état de saturation. Mais, le système nuageux qui apparaît quand cet état physique est atteint, ne se développe que si le soulèvement d'ensemble de la masse d'air **déclenche** ou active des mouvements ascendants verticaux dans une épaisse couche de l'atmosphère, c'est-à-dire s'il y a instabilité de la masse d'air. Autrement dit, les parcelles inférieures de la masse d'air qui sont repoussées vers le haut par le relief doivent continuer à s'élever en restant plus chaudes, donc plus légères par rapport aux couches supérieures atmosphériques qu'elles pénètrent. C'est que la température de la cellule d'air soulevée évolue en

(38) P. PEDELABORDE (519) p. 110.

(39) P. PAGNEY (496) p. 60.

fonction de transformations adiabatiques dont les principes physiques sont suffisamment exposés dans les manuels de météorologie et les précis récents de climatologie⁽⁴⁰⁾ pour insister davantage ici sur les techniques d'analyse des radiosondages. Néanmoins, il faut se rappeler que selon ces principes l'air humide, c'est-à-dire saturé, se refroidit moins vite que l'air sec, non saturé. Ainsi, dans une masse d'air à fort gradient thermique, qui présente des conditions d'instabilité conditionnelle, l'instabilité est déclenchée plus rapidement au cours de l'ascension du versant puisque le refroidissement par détente facilite la saturation. Dès lors on comprend que de puissants mouvements verticaux sont entretenus par le relief lorsqu'un système cyclonique où existe déjà une ascendance dynamique, est alimenté par des masses d'air convectivement instable.

L'ascendance est évidemment activée lorsque la masse d'air présente un fort gradient vertical d'humidité, c'est-à-dire des conditions d'instabilité potentielle⁽⁴¹⁾. Le soulèvement en bloc de la masse d'air par l'accident topographique a en effet pour conséquence d'accroître fortement le gradient thermique vertical puisque les couches inférieures rapidement saturées ont une température qui diminue lentement suivant la loi de l'adiabatique humide, tandis que la température diminue selon le taux plus élevé de l'adiabatique sèche, dans les couches supérieures restées non saturées. A la limite, ces conditions d'instabilité peuvent jouer dans le cadre d'une dorsale

(40) Transformations adiabatiques résultant des variations de la température d'une parcelle d'air au cours de mouvements verticaux, sans échange d'énergie avec le milieu atmosphérique environnant. Pour une cellule d'air en voie de soulèvement ; le taux de décroissance de la température est faible lorsque la cellule est saturée, loi de l'adiabatique humide, le taux est en revanche beaucoup plus fort lorsque la cellule est non saturée, loi de l'adiabatique sèche. L'analyse des radiosondages repose donc sur la comparaison, à chaque niveau d'altitude, entre la température de la cellule d'air déduite de ces lois physiques et la température du milieu environnant indiquée sur l'étiogramme par la courbe d'état, tracée à partir des mesures du radiosondage (cf. graphique thermique - analyse masse d'air) J. LEPAS et G. ROCHE (386) T.I. & 7, P. PEDELABORDE (522) P.Ch.P. PEGUY (526) n. 119-123.

(41) P. PEDELABORDE (519) n. 503.

barométrique pour contrebalancer la tendance à l'affaîssement général de l'expulsion froide et provoquer des mouvements ascendants générateurs de précipitations sur les versants exposés alors que les pluies ne se produisent pas dans les régions basses littorales. L'effet du relief, dans les conditions d'instabilité potentielle, est nettement mis en évidence, au cours de l'évolution de la situation synoptique du 5 janvier 1961 (fig. 2.53). Ce jour-là, la situation est effectivement caractérisée par l'installation d'une dorsale barométrique liée à une expulsion d'air polaire maritime froid à l'arrière d'une dépression d'O septentrionale. Or, malgré les conditions de circulation synoptique rigoureusement identiques sur la Galice et les Asturies, il ne pleut pas sur les régions littorales et les plateaux d'altitude moyenne de la Galice septentrionale tandis qu'il continue à pleuvoir sur les massifs élevés supérieurs à 1000 m, situés à la limite de la Galice et des Asturies (Fonsagrada - Puerto de Leitariegos). La structure de la masse d'air polaire, selon les données fournies par le radiosondage de La Corogne, est caractérisée par une diminution brutale de l'humidité au-dessus de 2000 m, de sorte que, si l'on simule une courbe d'état après soulèvement thermique de 1000 m en tenant compte des transformations adiabatiques, on constate une remarquable augmentation de la couche instable : à peine 500 m au-dessus de la Corogne, plus de 2000 m après soulèvement.

Bien sûr, ce mécanisme doit intervenir rarement seul, et moins puissamment que sur le pourtour méditerranéen⁽⁴²⁾, mais il doit néanmoins jouer fréquemment, lorsque des masses d'air froid ou relativement froid se sont déplacées, avant d'aborder la Péninsule, sur des étendues océaniques chaudes. Ces conditions d'échange d'énergie sous forme de vapeur d'eau interviennent particulièrement, nous le verrons par la suite, en circulation cyclonique de SO, lorsque les masses d'air frais abordent

(42) R. HERIN et J.P. TRZPIT (300) p. 86.

en retour la façade lusitanienne et galicienne, après s'être déplacée au-dessus des eaux subtropicales de l'Atlantique. Mais en été, l'accumulation d'eaux relativement chaudes dans le fond du golfe de Gascogne accentue l'instabilité potentielle des masses d'air polaire des secteurs postérieurs des dépressions et des noyaux anticycloniques qu'elles créent au cours de leur affaissement. Or, dans ces cadres synoptiques, cet air frais instable atteint de plein fouet les versants septentrionaux des Cantabriques et des hauteurs basques, contribuant à rendre plus actifs en été, les systèmes cycloniques d'O dans les régions vascocantabriques que dans le Minho et la Galice.

Le même développement de l'instabilité potentielle intervient a fortiori dans le cas où un front faiblement incliné sépare un air froid et humide d'un air chaud beaucoup plus sec. Il en résulte, ainsi, au-dessus du versant montagneux un renforcement de l'activité frontale. Ce deuxième effet orographique vient en réalité s'ajouter à l'accroissement de l'instabilité des masses d'air. Ainsi, il explique la répartition des précipitations en Galice, le 24 Novembre 1959. De fait, au cours de cette journée, la région est balayée par le front froid qui sépare une dorsale barométrique étalée sur l'Europe Occidentale, de l'anticyclone des Açores. Ce passage frontal ne se traduit pas par des précipitations sur les régions littorales (La Corogne, Vigo), mais il est responsable de pluies d'intensité supérieure à la normale sur les plateaux intérieurs (St Jacques de Compostelle : 12 mm) et sur les premiers contreforts des Cantabriques (Puerto de Leitariegos : 10 mm). Justement, le radiosondage de La Corogne fait apparaître une stratification de masses d'air favorable au développement de l'instabilité potentielle lors du soulèvement en bloc de l'atmosphère : air froid humide enfoncé sous un air polaire à peine plus chaud mais surtout beaucoup plus sec.

Donc, à l'évolution des masses d'air, il faut ajouter également les déformations que subissent les surfaces frontales au cours de leur glissement au-dessus du versant montagneux. Les météorologues norvégiens J. BJERKNES et H. SOLBERG⁽⁴³⁾ ont très tôt décrit l'action du relief sur le front chaud, surtout lorsque celui-ci a une pente inférieure à celle de l'obstacle topographique (fig. 2.53). Dans ce cas, le front chaud arrive à être tangent à la ligne de crête et l'air froid est ainsi bloqué entre la surface de discontinuité et le versant. L'air froid comprimé se soulève lentement le long du versant, augmentant la pente du front, tout en se chargeant fortement d'humidité avec le balayage des gouttes de pluie venues des nuages stratiformes du front. Ce mécanisme que certains auteurs⁽⁴⁴⁾ considèrent comme capital dans le déclenchement d'intenses pluies orographiques, tend en effet à provoquer la saturation des basses couches et donc à augmenter l'instabilité potentielle. Dès lors, de puissants mouvements ascendants, selon A. VIAUT⁽⁴⁵⁾ se développent dans l'air froid qui finit par pénétrer dans l'air chaud, entraînant ainsi la création d'épaisses formations nuageuses (nimbostratus et même cumulonimbus). Il y a plus, les précipitations peuvent se produire sur les versants supérieurs bien avant l'arrivée au-dessus des plaines du corps nuageux frontal. C'est l'apparition de précipitations préfrontales, étudiées par J. BJERKNES⁽⁴⁶⁾ qui a montré comment à l'extrémité pourtant inactif d'un front chaud s'épaissit un système nuageux au-dessus des hauteurs, par suite du soulèvement de l'air froid et de la résistance

(43) J. BJERKNES et H. SOLBERG (71) p. 21. Ces études sont reprises par la plupart des précis de météorologie et de climatologie, entre autres CHROMOW (116) p. 302, B.P. ALISSO (13) p. 196 J.M. LORENTE (404) p. 158.

(44) H. BERGERON (36) p. 244, P.B. STOREBO (657) p. 246.

(45) A. VIAUT (707) p. 205.

(46) J. BJERKNES (64) p. 10.

mécanique au glissement du front. Partout bien qu'il soit difficile de les évaluer avec précision, ces précipitations pré-frontales sont signalées sur tous les massifs de l'Europe Occidentale, aussi bien en Scandinavie que dans le Massif Central français⁽⁴⁷⁾. La Péninsule Ibérique n'échappe pas à cette règle et de telles pluies doivent particulièrement se produire sur les hauteurs de la Galice et du Minho qui reçoivent de plein fouet les fronts chauds des systèmes cycloniques d'O et de SO.

Toutefois, A. VIAUT insiste plus particulièrement sur le renforcement de l'activité du front froid à l'approche d'un versant accidenté. Le ralentissement de l'écoulement des masses d'air par la barrière montagneuse entraîne l'apparition sur le front froid d'ondulations, de boursofflures qui accentuent les mouvements ascendants. Ces derniers sont particulièrement puissants dans l'air chaud et humide, caractérisé dès lors par une instabilité considérable, d'autant plus que ces déformations du front dans le plan vertical peuvent faciliter en altitude des expulsions d'air froid et sec qui viennent surmonter l'air chaud humide, augmentant ainsi la décroissance verticale de température et celle de l'humidité. Aussi, pour les stations d'altitude dans les Iles Britanniques, les météorologistes⁽⁴⁸⁾ ont-ils pu montrer que cet effet orographique accroît non seulement, le volume des pluies apporté par le front lui-même, mais encore celui des pluies qui se produisent à l'intérieur du secteur chaud, loin en avant de la surface de discontinuité. Ce mécanisme doit agir principalement sur les versants occidentaux du Minho et de la Galice, lors de l'arrivée de fronts froids des dépressions de SO,

(47) P. ESTIENNE (212) p. 64.

(48) S.S. SAWYER (521) p. 380 - R.P. MATTHEWS (436) p. 71.

ainsi que sur les versants septentrionaux des Cantabriques et des hauteurs basques en période de perturbations de N.

Quoi qu'il en soit de la nature du front, celui-ci devient beaucoup plus actif sur les versants exposés, accentuant la dissymétrie climatique de la chaîne montagneuse.

b) L'évolution vers le beau temps sec le long du versant sous le vent.

En arrière de l'obstacle montagneux, le courant aérien qui le traverse, présente un écoulement ondulatoire dont les aspects et les lois ont été particulièrement étudiés en France par P. QUENEY (49). Ces trains d'ondes qui apparaissent sous le vent, se concrétisent par la formation de nuages cumuliformes ou lenticulaires présentant des dispositions géométriques régulières facilement reconnaissables sur les photos de satellite (50).

Mais plus que ces détails de météorologie générale, le fait qui intéresse surtout le géographe c'est l'évolution des fronts et des masses d'air lors de leur descente sur le versant opposé à la direction du flux. Ainsi, le front chaud après avoir été redressé le long du versant au vent, se déforme, se tasse et tend à se plaquer sur le versant sous le vent. Cet affaissement du front accompagné de mouvements de subsidence des masses d'air peut aboutir à la disparition de système nuageux à une rupture du front selon le mécanisme analysé par J. BJERKNES et H. SOLBERG (51). Par exemple, sur le versant septentrional de la chaîne cantabrique on observe fréquemment de telles cassures des systèmes nuageux frontaux qui traversent l'axe montagneux suivant une direction à composante S - N. Certaines photos de satellite précisent même l'allure et

(49) P. QUENEY (566) p. 6 à 9

(50) J.H. CONOVER propose une classification de ces types de nuages (122) p. 227.

(51) J. BJERKNES et H. SOLBERG op. cit. p. 21.

l'importance de la rupture de la masse nuageuse ; sur les documents photographiques du 15 au 16 avril 1968, un sillon étroit le long de la côte cantabrique souligne effectivement l'interruption d'une vaste bande nuageuse frontale qui se déplace au N sous l'action du flux méridien dirigé par une dépression atlantique stabilisée à l'O de la Péninsule Ibérique. (fig. 2.54).

Cette rupture du front, sur le versant sous le vent, peut s'accompagner d'une forte augmentation de la température sur les pentes inférieures du versant sous le vent. De fait, le 16 avril 1968 les températures minimales et maximales sont très élevées le long de la côte cantabrique par rapport à celles des stations littorales de la Galice et des stations intérieures disposées au pied du versant méridional, du versant au vent de la chaîne cantabrique.

	tmi	TMax.	Pmm.	Insolation
La Corogne	11	13	14	3
Léon	2	10	24	0
S. Sébastien I.	16	22	0	7

Cette combinaison, dégagement du ciel, réchauffement sensible sur le littoral basque semble bien résulter d'un effet de foehn. Effectivement M. BERENGER (52) lie la disparition brutale du système nuageux les 15-16 avril 1968 à une section du foehn sur la retombée septentrionale de la chaîne cantabrique. Ces effets de foehn des flux de S, accompagnés du "Sur", vent chaud et desséchant ont été maintes fois étudiés par les météorologistes espagnols (53) et ne sont pas sans rappeler les actions de foehn sur le versant N des Pyrénées Occidentales (54).

(52) M. BERENGER (34) p. 17

(53) L. GARCIA DE PEDRAZA (251) p. 7

(54) P. PEDELABORDE (516) p. 33

Les principales données du mécanisme thermodynamique du foehn sont maintenant bien connues pour ne pas confondre le foehn, avec un simple vent rabattant qui peut se traduire également par une augmentation de la température dans les stations situées sur les pentes inférieures du versant. Mais l'accroissement thermique dû au foehn est beaucoup plus élevé. Car on sait que sur le versant au vent l'air humide, saturé qui alimente les précipitations, se refroidit lentement en fonction de la loi de l'adiabatique, au cours de son soulèvement en bloc et que sur le versant sous le vent, l'air atteignant brusquement, dès le début de sa descente, le niveau de non-saturation (mur du foehn), se réchauffe rapidement au taux de l'adiabatique sèche et même à un taux supérieur (55). Dès lors, à altitude égale, la station au pied du versant sous le vent enregistre une température beaucoup plus élevée que celle de la station au bas du versant au vent, selon les transformations adiabatiques concrétisées par les schémas théoriques établis sur les émagrammes (fig2.54) (56).

Bien sûr, l'identification du foehn le long du versant montagneux ne peut être assuré que par l'analyse de radiosondages. Dans ces conditions, il n'est guère possible de mener une étude précise du foehn dans cette région océanique montagneuse de la Péninsule, puisque nous n'avons que les radiosondages de la seule station de La Corogne comme moyen d'interprétation. Néanmoins la comparaison, prudente cependant, entre les températures d'une station d'altitude sur la partie supérieure du versant au vent et celles de la station inférieure du versant sous le vent peut permettre de souligner l'existence du foehn. En particulier, nous avons étudié l'évolution de la température entre d'une part la station de Reinosa, située sur le versant S dans le bassin supérieur de l'Ebre légèrement en contrebas de la ligne de partage des

(55) A. PICARD (542) p. 55 par suite de la forte compression que subit l'air au cours de sa descente.

(56) H. FLOHN p.168 - G.H. LILJEQUIST
(389) p. 108.

eaux, et d'autre part la station de Santander. Le gain brusque de température dans cette station le 7 février 1958 par rapport à la veille dénote bien l'action d'un coup de foehn, lié à une dépression de SO sur l'Atlantique (fig. 2.54).

Quoi qu'il en soit les effets de foehn contribuent comme nous le montrerons dans le 3e livre, à modifier totalement, de la façade atlantique à la façade cantabrique, l'enchaînement des états de l'atmosphère au cours de l'évolution d'un système cyclonique de SO et même d'O. En particulier, nous verrons que l'existence d'un flux épais de S-SO à l'avant de ces systèmes synoptiques contribue à faire disparaître le front chaud sur les régions vascocantabriques qui continuent à subir les effets souvent pénibles du foehn, pendant le début de l'installation du secteur chaud. Toutefois, il faut aussi tenir compte des effets orographiques que G. VIERS qualifie d'alternatifs ⁽⁵⁷⁾ lorsque la circulation atmosphérique est changeante. Par suite de l'orientation ouest-est prédominante des chaînons cantabriques, les systèmes dépressionnaires dirigeant des flux à composante N doivent entretenir à leur tour des actions de foehn sur les versants méridionaux de ces accidents topographiques, bien sûr, à la limite de la Vieille Castille et du Léon, mais également dans les bassins isolés à l'intérieur même du domaine océanique humide. Ainsi pour G. BERTRAND, l'originalité climatique du bassin de la Liébana, enclavé dans les Picos de Europa, est bien associée à de fréquents effets de foehn provoqués principalement par des flux de NE et par des systèmes cycloniques de SO ⁽⁵⁸⁾.

Mais, dans ce cas l'effet orographique dépasse le simple cadre du versant et s'étend à l'échelle d'une région.

(57) G. VIERS (711) n. 410.

(58) G. BERTRAND (41) n. 231.

2°) Les effets orographiques à l'échelle de la région.

De fait, les modifications subies par la circulation atmosphérique, transformations adiabatiques des masses d'air, déformations des fronts, n'apparaissent pas uniquement le long d'un profil topographique. Elles s'étalent sur des surfaces qui sont d'autant plus vastes que les conditions du relief restent homogènes sur de grandes distances.

De même, que pour la Liébana, les effets orographiques d'abri et les coups de foehn, font des régions déprimées, des centres où les systèmes nuageux s'amincissent ou se déchirent brutalement. Ainsi, avec la répétition des effets de relief, alternatifs en fonction de situations cycloniques variables, ces régions basses isolées apparaissent comme des enclaves où les influences climatiques continentales et méditerranéennes sont exacerbées. C'est le cas bien sûr des bassins tectoniques⁽⁵⁹⁾ comme ceux du Bierzo, de Monforte de Lemos, de la lagune d'Antela, désormais asséchée, et de Chaves dans le Trasmontes, mais également des profondes entailles de la vallée du Miño dans la région d'Orense, surtout de celle du Douro moyen et de l'Alto Douro, en amont de la Serra do Marão.

A l'inverse, c'est toute une façade montagneuse et son avant pays qui enregistrent un accroissement du mauvais temps et de la pluviosité à l'approche d'un corps nuageux frontal, ou lors de l'invasion d'une masse d'air instable. L'extension des précipitations préfrontales sur l'ensemble du massif montagneux, le fait que l'action du relief sur le soulèvement en bloc de l'air commence bien avant l'obstacle lui-même⁽⁶⁰⁾, sont autant de facteurs qui entraînent l'élargisse-

(59) P. BIROT L. SOLE SABARIS (63) n. 24.

(60) W. HERIN et J.P. TRZPIT (300) n. 84-85.

ment de la zone pluvieuse à l'avant de la surface frontale. Ce résultat à l'échelle synoptique a été encore étudié pour la première fois par J. BERKNER et H. SOLBERG qui ont délimité au-dessus de la Norvège, les aires de mauvais temps, en fonction de la direction suivie par la surface de discontinuité. Par analogie, le NO montagneux de la Péninsule Ibérique doit avoir les mêmes effets sur l'activité des fronts : un système perturbé de SO déclenche très tôt des précipitations abondantes sur le Minho et la Galice Méridionale, tandis que les fronts venus du N et du NE sont précédés d'une large bande de mauvais temps, principalement dans les régions vascocantabriques.

En réalité, la variété régionale de l'action du relief à l'échelle synoptique ne résulte pas simplement de l'extension de mécanismes physiques agissant lors de mouvements verticaux de l'atmosphère au-dessus des versants. A cette échelle, les masses montagneuses imposent aux courants aériens des déviations horizontales, des déflections⁽⁶¹⁾ capables de modifier les structures synoptiques initiales.

Les lignes de courant qui traversent une chaîne de montagne allongée, comme la chaîne Pyrénéo-cantabrique, sont déviés sur leur gauche dans l'hémisphère N⁽⁶²⁾. De fait, l'arrivée d'un flux perpendiculaire à un axe montagneux entraîne une compression en amont de celui-ci et l'apparition d'une dépression sur le versant sous le vent⁽⁶³⁾, combinaison barométrique qui impose alors au courant une courbure anticyclonique, au-dessus du relief. Pour P. QUENEY, cette ondulation anticyclonique, sur la chaîne, résulte en outre de l'évolution adiabatique de la masse d'air non saturé qui s'élève : l'air sec au cours de son ascension se refroidit plus vite que l'air environnant, d'où à chaque niveau altitudinal l'accumulation

(61) P. PAGNEY (496) , p.53.

(62) C.L. GODSKE (272) , p. 607.

(63) H. MALBERG (421) , p. 17, F. DEFANT (155) p.668.

d'un air plus lourd qui entretient un "excès de pression au-dessus de la chaîne⁽⁵⁴⁾". Toujours est-il que cette déviation à courbure anticyclonique a pour conséquence la convergence et l'accélération des vents à gauche de la chaîne par rapport au mouvement général, une divergence et un affaiblissement des vitesses sur la droite. De fait, un flux de N abordant la Péninsule Ibérique est dévié vers la Méditerranée, alimentant des vents violents, bien connus sur le littoral (mistral et tramontane), tandis que le vent de N et de NE diminue d'intensité et le ciel s'éclaircit sur la façade lusitanienne. En revanche, un flux à composante S provoque une brutale accélération du courant sur le Minho, illustrant une nouvelle fois les effets alternatifs du relief.

Toutefois, P. QUENEY, pense que cette déviation vers la gauche ne doit pas intervenir dans une atmosphère saturée. Dans ce cas, le développement des condensations dégage de la chaleur latente qui accroît la température, entretenant à son tour une baisse de pression. Ce minimum barométrique est alors responsable d'une convergence des vents vers la chaîne, ce qui a pour conséquence dans l'hémisphère N, une déviation et "une concentration de la vitesse du vent vers la droite". Ainsi, les caractères de la déflexion horizontale dépendraient de la nature de la masse d'air et de son évolution adiabatique. Pourtant, l'observation des photos de satellite représentant les régions Cantabriques lors d'un flux méridien de N, souligne la présence d'une zone nuageuse et pluvieuse associée à la fois à des vents déviés en direction de la Galice septentrionale, c'est-à-dire vers la droite, et à des vents dirigés vers le fond du golfe de Gascogne, c'est-à-dire vers la gauche.

C'est que dans les couches inférieures de l'atmosphère, l'air trouve une issue vers le S à travers les hauteurs basques. Car, celles-ci qui dépassent rarement 1500 m jouent

(54) P. QUENEY (566) p.3.

un rôle d'entonnoir entre les massifs élevés des Asturies Orientales et des Pyrénées. Particulièrement l'air froid instable qui s'écoule à l'arrière d'une surface de discontinuité, emprunte ce passage orographique. Cet écoulement canalisé entraîne donc, vers le Pays Basque, des courants aériens convergents qui glissent ainsi le long des pentes inférieures des façades septentrionales des Cantabriques et des Pyrénées. Les météorologistes du C.E.M.S. de Lannion⁽⁶⁵⁾ ont constaté maintes fois que cette percée de l'air froid au-dessus du Pays Basque, de la région de Vitoria, se traduit par un épaississement du système nuageux. De là, semblent se détacher des masses cumuliformes qui gagnent la Sierra de la Demanda, puis les monts Celtibériques et finissent par déboucher sur la plaine de Valence. La trajectoire suivie par ses nuages concrétisent évidemment le déplacement de l'air froid dont l'irruption sur la bordure méditerranéenne est souvent responsable de fortes instabilités et de violents orages⁽⁶⁶⁾. (photos 11-12.4.72 et 13.5.66).

Le renforcement de l'instabilité de l'air froid et la déviation de celui-ci sur la gauche sont dus à des facteurs dynamiques. L'effet orographique régional se traduit effectivement par la canalisation de l'air froid, par le rétrécissement corrélatif de la base de la colonne d'air et l'augmentation de son épaisseur, d'où l'accroissement de son tourbillon relatif et sa déviation vers la gauche, au débouché des collines basques.

Le fait capital, découvert par les moyens récents

(65) Explication orale de M. LE NINIVIN.

(66) Au cours d'un voyage Saragosse Castellon de la Plana, le 31 juillet 1974, nous avons pu observer une telle évolution : des vents rapides poussant de nombreux nuages au-dessus des lacs de Tàrruel dans l'après-midi, et indiquant une puissante advection d'air froid, puis un terrible orage la nuit sur la côte méditerranéenne, alimentant d'abondantes précipitations à Castellon de la Plana.

d'investigation, est bien l'existence d'une percée des masses d'air froid à travers la chaîne Pyrénéo-cantabrique. Celle-ci offre donc un obstacle beaucoup moins rigide aux déplacements des masses d'air en direction du bassin méditerranéen. Généralement, depuis les travaux de T. BERGERON (1928-1934), on pensait que les extrémités des coulées polaires froides ne pouvaient s'écouler vers le S ou'en contournant la masse montagneuse aux deux extrémités de la Péninsule Ibérique. D'ailleurs la plupart des grands manuels reproduisent encore le schéma cartographique des déformations du front froid imposés par les variations de la barrière orographique (fig.2.55). En réalité, compte tenu des faits observés par l'imagerie satellitaire, la partie antérieure neu épaissit du front froid n'est pas entièrement bloquée par le versant de la chaîne pyrénéo-cantabrique. Dans sa marche vers le S, il est ralenti, puis se déforme en s'insinuant au-dessus des régions basques relativement déprimées où la convergence est responsable d'une forte nébulosité et de précipitations abondantes. Enfin, l'air froid s'épaississant réussit à déborder la barrière montagneuse après un soulèvement en bloc qui continue à entretenir sur la façade atlantique un système nuageux épais, tandis que le front froid généralement dégénéré par l'effet de frontolyse que nous analyserons au chapitre suivant, traverse la Péninsule. Seuls les Mts Celtibériques et les régions méditerranéennes sont couverts de nuages, par suite des conditions dynamiques de l'écoulement de l'air froid canalisé.

Rien plus en été, alors que les advections polaires sont peu épaisses, la pénétration du front et de l'air froid sur la Péninsule Ibérique doit se faire essentiellement par cette "percée basque". Si l'on ne tient pas compte de cette donnée géographique fondamentale, on ne peut comprendre la répartition des épisodes pluvieux dans le cadre d'une situation synoptique définie par une expulsion polaire sur le SO de l'Europe. Il est certain que la localisation des régions pluvieuses des 24 et 25 août 1951, ne peut être expliquée par la seule analyse de la situation synoptique, elle s'éclaire, en revanche, lorsque l'on connaît mieux l'influence du relief ibérique sur le déplacement de l'air froid. (fig. 2.56).

Dès lors, le jeu complexe des facteurs maritimes et orographiques souligne ainsi l'insuffisance de l'analyse synoptique globale à l'échelle du continent, pour comprendre l'originalité du domaine océanique et son contraste par rapport au domaine méditerranéen.

III - LES INSUFFISANCES DE L'ANALYSE SYNOPTIQUE GLOBALE.

=====

Ainsi, le contraste climatique entre le domaine océanique et le domaine méditerranéen, entre l'Ibérie humide et l'Ibérie sèche, ne serait s'expliquer par une simple comparaison des fréquences des situations cycloniques au-dessus de la Galice et au-dessus de la Meséta. Par exemple année moyenne, nous avons vu que les jours de pluie pendant le mois de décembre sont deux fois plus nombreux à La Corogne qu'à Madrid. Or cette proportion est loin d'être conservée en ce qui concerne les fréquences des situations cycloniques puisque pour la même période 1946-1965 nous évaluons la fréquence relative de ces situations à 50 % en Galice et à 40 % en Nouvelle Castille. Bien plus en juillet, entre ces deux mêmes régions, les nombres de jours de pluie sont dans le rapport de sept à un, alors que les fréquences des situations cycloniques sont dans le rapport de trois à deux. En revanche pendant les saisons intermédiaires, les réalités climatiques et les données synoptiques tendent à se rapprocher.

C'est que, certaines situations cycloniques sont plus actives sur les régions intérieures et méridionales de la Péninsule Ibérique que dans le domaine océanique. Par contre, on assiste à un brutal effondrement de l'activité des dépressions d'O, au S de la barrière montagneuse Pyrénéo-Cantabrique.

- A) LE RENVERSEMENT DES CONTRASTES PLUVIOMETRIQUES PAR LES

SYSTEMES DEPRESSIONNAIRES IBERIQUES.

De fait, les précipitations les plus abondantes s'abattent dans les régions de l'Ibérie sèche lorsque les systèmes cycloniques affectent directement la Péninsule. Que ce

soit pendant la saison froide ou pendant la saison chaude, ces situations dépressionnaires sont nettement plus actives au-dessus du Portugal central et des hauts plateaux intérieurs castillans que dans le domaine océanique.

Ce fait est confirmé par une étude des intensités journalières des précipitations recueillies pendant les périodes des différentes dépressions qui, tantôt traversent directement la Péninsule ($Om=IVi$ et $sop=VIIi$ en particulier), tantôt stagnent à proximité de celle-ci (type ds et dn) :

PRECIPITATIONS RECUEILLIES EN 24 H. LORS DES SYSTEMES CYCLONIQUES AFFECTANT DIRECTEMENT LA PENINSULE IBERI- QUE (Om=IVI) sop (VIIi) +ds+dn)									
En % du nombre de jours de ces situations cycloniques pour la période 1946-1965									
		: =0	: P. <3	: 3 mm	: ≥ 6	: ≥12	: ≥24	: ≥50	
Dec + jv + Fev	: La Corogne	: 16	: 47	: 14	: 17	: 7	:	:	
	: Madrid	: 22	: 20	: 10	: 22	: 20	: 7	:	
mai + Juin	: La Corogne	: 42	: 24	: 7	: 13	: 9	: 4	:	1
	: Madrid	: 21	: 36	: 19	: 10	: 9	: 5	:	

Dans ces cadres synoptiques, les précipitations journalières égales ou supérieures à 3 mm ont toujours une plus forte probabilité de se produire à Madrid qu'à La Corogne. Toutefois, la proportion des fortes pluies, atteignant ou dépassant 12 mm/24 h, est du même ordre dans les deux stations au printemps. Cette dernière donnée attire à nouveau l'attention sur l'origine des précipitations liées aux dépressions ibériques quasi stationnaires qui résultent le plus souvent de l'isolement de "gouttes froides". Ainsi à première vue,

l'activité de ces véritables colonnes cycloniques froides, au printemps ne semble pas liée à l'échauffement plus rapide du substratum continental, puisque les fortes intensités pluviométriques ne sont guère plus fréquentes à Madrid qu'à La Corogne.

En réalité de multiples facteurs interviennent pour expliquer la répartition des fortes pluies dans les régions intérieures et méridionales.

1°) L'impact des surfaces frontales.

Il est certain que lors des déplacements rapides des dépressions d'O à travers la Péninsule Ibérique, le domaine océanique humide est le plus souvent placé hors du passage des surfaces de discontinuité. Les systèmes nuageux qui se développent le long de ces surfaces, balayent essentiellement les régions au S de la barrière Pyrénéo-Cantabrique. En revanche, le Minho, la Galice et les régions vascocantabriques sont situés dans le secteur septentrional de la dépression où l'air froid est en voie d'affaïssement.

L'action directe des discontinuités frontales se vérifie principalement en hivers pendant lequel ce système de dépression est relativement fréquent. La répartition des précipitations sur le Portugal central, et certaines régions intérieures de l'Espagne du 23 au 25 Janvier 1953 en est un exemple caractéristique (fig2.57). Au début de la troisième décade de ce mois, une dépression faiblement creusée - 1005 mb - aborde la Péninsule Ibérique qu'elle traverse le 24 et 25 en suivant une trajectoire O-E au S du parallèle 40°. Elle correspond à une colonne froide qui s'est détachée d'une vallée planétaire d'un flux zonal rapide. Le système dépressionnaire affecte toute la Péninsule Ibérique. Toutefois, il ne pleut pas en Galice Septentrionale et les précipitations les plus importantes sont localisées dans la "Beira littoral" et la

"Beira Alta", le Tras os Montes au NE de Bragance et la province de Zamora en Espagne. C'est que ces régions pluvieuses se situent en effet sur le passage du front occlus qui accompagne la dépression. Mais malgré le stade avancé du système cyclonique, le front est particulièrement actif sur les massifs montagneux (cf. le volume pluviométrique enregistré sur la Serra da Estrela). L'analyse des radiosondages à Lisbonne confirme en effet une structure massique favorable à l'instabilité potentielle qui se traduit par des précipitations abondantes lors du soulèvement en masse de l'atmosphère.

Avec les dépressions ibériques stationnaires les faits sont plus complexes car d'autres données viennent s'ajouter à l'action des fronts.

2°) Les violents contrastes de masses d'air avec les dépressions ibériques quasi-stationnaires.

Les précipitations abondantes dans l'Ibérie sèche sont également provoquées par les systèmes dépressionnaires isolés qui se stabilisent sur la façade atlantique. Nous avons vu déjà que ce type de situation synoptique fournit l'essentiel des volumes pluviométriques mensuels, au printemps à Madrid et à Lisbonne. Cette donnée géographique fondamentale est bien en réalité un phénomène de convergence, comme nous l'avons déjà souligné.

On ne peut se contenter d'expliquer les fortes pluies associées à ces colonnes dépressionnaires détachées uniquement par la présence en altitude d'une "goutte froide" qui entraîne l'accroissement du gradient thermique vertical, responsable uniquement de l'instabilité de l'atmosphère. Il est certain que ce facteur intervient mais il est loin d'être le seul, ou même le plus important, comme tendraient à le faire

croire certaines analyses locales des effets de ce type de situation synoptique (67). L'interprétation simultanée des effets variables de cette situation sur plusieurs régions oblige à un peu plus de prudence, puisque dans ce cadre synoptique apparaissent les contrastes pluviométriques les plus violents.

L'origine variable des valeurs élevées des gradients thermiques verticaux est clairement soulignée par l'analyse de l'évolution d'une perturbation ibérique liée à une "goutte froide" sur la façade atlantique, les 6 et 8 mai 1959 (fig.2.58). Pendant ces trois jours, aucune région de la Péninsule n'échappe au mauvais temps pluvieux. Mais, les précipitations abondantes sont principalement concentrées dans le S et le SE de l'Espagne alors que la "goutte froide" passe juste au-dessus de la Galice Portugaise. Incontestablement, au-dessus de La Corogne, l'advection d'air plus froid en altitude introduit des conditions d'instabilité sélective (cf. le radiosondage du 6 mai, 12 H). De même à Madrid dans la nuit pluvieuse du 7 mai (68) de l'air froid ($\theta_w = 11^\circ$) domine une couche d'air plus chaud et plus humide ($\theta_w = 13^\circ$). Toutefois, le gradient thermique vertical est déjà élevé dans cette couche inférieure résultant d'un transfert de chaleur à partir du sol, soulignant également, l'intervention des conditions thermiques du substratum géographique dans l'instabilité de l'atmosphère. Mais ce n'est pas tout ; la comparaison des deux cartes pluviométriques, l'une pour l'ensemble de l'évolution de la situation synoptique (6 au 8 mai) et l'autre pour la deuxième partie de cette évolution (7-8 mai) montre que la localisation des fortes pluies est étroitement associée au déplacement du front de la perturbation. Or, la forte activité de ce dernier dépend du contraste entre l'air chaud d'origine tropicale et la colonne froide à l'intérieur de laquelle il pénètre, comme aspiré suivant l'évolution que nous avons étudiée à partir des

(67) G. VIERS (709) p. 117

(68) Boletín mensual climatológico, mai 1959 p. 5

photos de satellite (cf. 16-17 juin 1970 - structures des dépressions stationnaires).

Le rôle des contrastes massiques sur la façade orientale de la cellule cyclonique où justement les conditions de convergence cinématique viennent accélérer les mouvements ascendants, apparaît régulièrement. C'est principalement la convergence de ces données qui explique l'évolution des épisodes pluvieux du 18 au 20 avril 1953 (fig.258). Ainsi, la présence de la "goutte froide" (-25° à 500 mb) le 18, juste au-dessus de la Galice, ne s'accompagne pas d'épisodes pluvieux importants. Il faut attendre le lendemain pour que des précipitations appréciables se produisent sur certaines régions du NO de l'Espagne. Des averses, parfois orageuses, donnent des quantités d'eau assez élevées sur la Galice septentrionale (18 mm à La Corogne). Cette recrudescence des pluies est en fait liée à une poussée d'air chaud venu du SSE qui se fait sentir en altitude au-delà de la Galice comme le confirme l'analyse du radiosondage du point K. La pénétration et le refroidissement de l'air chaud (Pm chaud) dans le tourbillon cyclonique est donc bien à l'origine de la formation de nuages à développement vertical le long d'un front occlus. Cependant, les précipitations sont moins intenses dans le NO de la Péninsule Ibérique que dans l'intérieur de l'Andalousie où se refroidit brutalement un air plus chaud d'origine tropicale continentale, mais chargé d'humidité lors de son évolution sur la façade marocaine.

De même la répartition des fortes pluies orageuses qui se produisent les 12 et 13 mai 1950 avec une dépression froide isolée au large du Portugal, ne peut s'expliquer uniquement par la présence de la "goutte froide" en altitude. Car, si celle-ci peut contribuer à activer l'instabilité de l'atmosphère dans le N du Portugal, en revanche, elle ne peut rendre compte à l'échelle synoptique des pluies intenses qui

se produisent, au même moment le long de la côte méditerranéenne. Ces dernières semblent plutôt correspondre à la pointe du secteur chaud, au début du refroidissement brutal de l'air chaud humide qui commence à pénétrer dans la colonne froide.

Quoi qu'il en soit, l'activité de ces dépressions ibériques masque l'affaiblissement rapide des perturbations d'O dans les régions de l'Ibérie sèche.

- B) L'EFFONDREMENT DE L'ACTIVITE DES DEPRESSIONS D'O AU S

DE LA BARRIERE MONTAGNEUSE.

De fait, le contraste climatique Ibérie sèche et Ibérie humide ne s'explique pas uniquement par la diminution des fréquences des situations cycloniques, mais également par le brusque affaiblissement de l'activité des perturbations d'O, au S de la barrière montagneuse qui s'étend au N, du Minho (Serra de Gerez) aux Pyrénées. C'est là un fait majeur de climatologie ; régulièrement, le passage de discontinuités frontales liées à des dépressions d'O entraînent de fortes variations pluviométriques entre les régions du domaine océanique et les régions intérieures de la Péninsule.

Une étude de la distribution des précipitations recueillies en 24 heures dans le cadre de situations synoptiques met bien en évidence ce fait.

FREQUENCES RELATIVES DES PRECIPITATIONS RECUEILLIES EN 24 H. EN SITUATIONS DEPRESSIONNAIRES D'O En % du nombre de jours de ces situations durant la période 1946-65						
Déc + janvier		0 et P < 3	≥ 3	≥ 6	≥ 12	≥ 24 ≥ 50 mm
LA COROGNE	I-II	34	10	23	23	10
	IV m	36	17	23	15	9
	IV g	32	18	30	13	13
MADRID	I-II	75	13	7	5	
	IV m	54	30	8	8	
	IV g	53	22	17	6	2
Jt Août - tous types confondus						
LA COROGNE		55	10	16	5	2
MADRID		95	4			

Bien sûr, cet effondrement dépend en première analyse de la position de la trajectoire dépressionnaire par rapport à la Péninsule : il est beaucoup plus sensible pour les cyclones suivant des trajectoires septentrionales (I et II) que pour les cyclones traversant le golfe de Gascogne (IV g). Mais même dans le cas de cette dernière situation, la diminution de l'intensité des précipitations journalières est remarquable à Madrid où 3 jours sur quatre reçoivent moins de 6 mm alors que le rapport est seulement de un à deux à La Corogne. Surtout, l'affaiblissement de l'activité de ces dépressions est principalement accentué pendant la saison chaude ; durant le bimestre juillet-août, on peut parler d'une disparition quasi-totale de l'activité des perturbations d'O sur la Meseta.

1°) L'abri orographique.

La répartition géographique des précipitations provoquées à la fin de février 1958, par une dépression à trajectoire O-E sur la Manche illustre bien l'effet orographique des

massifs bordiers des plateaux castillans (fig2.59). Plus exactement, le front froid de cette dépression qui balaie la Péninsule Ibérique du 24-06 h au 25-18 h, est responsable de précipitations dans toutes ces régions. Toutefois, les variations régionales sont très importantes par suite de l'action du relief, car les isohyètes sont grossièrement parallèles aux isohypses. Les maximums pluviométriques sont enregistrés aussi bien sur les massifs les plus élevés du Minho que sur les régions supérieures de la chaîne pyrénéo-cantabrique. En revanche, les totaux pluviométriques sur les plateaux en contrebas diminuent et deviennent même insignifiants (cf. León).

Il est certain que le front froid se déplaçant vers le SE, subit les modifications de structure lors de la traversée des massifs montagneux, selon les processus que nous venons d'analyser. Il ne semble pas qu'il y ait eu apparition du mécanisme du foehn sur les versants méridionaux cantabriques, mais l'affaissement au-dessus du León et de la Vieille Castille favorise le réchauffement des masses d'air et atténue le contraste de leurs caractères. Ce fait ressort de l'interprétation de l'évolution des régimes thermiques diurnes de différentes stations situées de part et d'autre de la barrière montagneuse cantabrique.

		24 février 1958 Advection de Pmw s'écoulant du SO au NE	25 février 1958 avant 18 h Après passage du front froid. Invasion N de Pmk
LA COROGNE	Tn : minimum thermique	11°	10°
	Tx : maximum thermique	16°	13°
GIJON	Tn	11°	8°
	Tx	21° (effet de foehn)	12°
LEON	Tn	5°	10° (effet rabattant)
	Tx	14°	15°

Mais, cet effet orographique est-il le seul facteur de désagrégation des fronts froids des perturbations d'O ? Les bilans radiatifs au-dessus de la Péninsule ne contribuent-ils pas à faire de celle-ci une région de frontolyse ?

2°) L'effet de masse de la Péninsule et la frontolyse généralisée.

Les photos des satellites permettent en effet de suivre globalement les fronts au cours de leurs déplacements au-dessus de la Péninsule. Or, si des formations nuageuses se répartissent en fonction des données orographiques, on constate également qu'il n'est pas rare que les systèmes nuageux denses, jalonnant le tracé du front de l'Atlantique à la Méditerranée, disparaissent complètement sur l'ensemble des régions ibériques. Une telle évolution apparaît clairement sur les images présentées par Essa 8 et ITOS I les 20 et 21 octobre 1970. Il est incontestable que le ciel reste clair, malgré l'arrivée du front froid dont le tracé peut être interpolé, à partir des formations nuageuses denses au-dessus de la Méditerranée et de l'Atlantique (cf. la photo Itos I du 20 à 15 h 45). C'est seulement à l'arrière du front lorsque l'air froid instable fait irruption que les nuages apparaissent sur certaines régions ibériques et particulièrement sur les massifs montagneux (Mts Celtibériques). Même le lendemain, 21 octobre, alors que le front semble se renforcer sur la Méditerranée, les nuages disparaissent aussi bien au-dessus des plateaux du Portugal central (Alemtejo) qu'au dessus des régions abritées comme l'Algarve et l'Andalousie (fig.2.61).

Ainsi, on assiste à un véritable effacement du front, au phénomène de "masking" des météorologues américains (69) dont l'importance oblige à envisager l'intervention d'autres facteurs que le seul effet rabattant sur le versant sous le vent.

Mais il y a plus, l'étude détaillée de photos de satellites prises lorsque les fronts froids abordent la Péninsule Ibérique, met en évidence un autre phénomène qui corrobore cette opinion. De fait, on observe fréquemment que la disparition du système nuageux qui concrétise l'effacement du front, se produit avant que celui-ci n'atteigne la Péninsule Ibérique. Deux exemples illustrent cette constatation : le 6 septembre 1964, le 13 avril 1972, sur les deux documents photographiques les systèmes nuageux frontaux s'estompent brutalement au-dessus de l'Océan face à la côte portugaise (photos). Tout semble se passer comme si la masse de la Péninsule contribuait à provoquer une encoche dans le système nuageux frontal ; dès lors l'effet orographique de la chaîne pyrénéo-cantabrique ne semble intervenir que secondairement pour imposer localement la limite méridionale du système nuageux qui se maintient sur la golfe de Gascogne.

Quels sont les processus physique qui annulent toute condensation avant que n'intervienne l'effet orographique ? Les caractères du substratum géographique et leurs conséquences sur les bilans radiatifs contribuent évidemment à atténuer les contrastes des masses d'air et par conséquent à affaiblir la surface de discontinuité qui les sépare. Bien sûr les données sont différentes au départ entre l'hiver et l'été, mais leurs effets font de l'ensemble de la Péninsule une région de frontolyse en permanence.

En ce qui concerne l'été, de nombreux chercheurs ont déjà insisté sur le fait que le bilan radiatif et le réchauffement constant de l'atmosphère au contact du substratum continental, tendent à annihiler les différences entre les masses d'air (70) E.T. Stringer parle même d'"assimilation" de l'air froid postérieur au front (71). Nous pensons également, que le dôme d'air chaud qui se développe au-dessus de la Péninsule

(70) Les météorologues britanniques dans weather in méditerranéan font appel à ce mécanisme pour expliquer la frontolyse sur le désert africain p. 28.

(71) E.T. STRINGER (659) p. 459

doit s'étendre parfois au-dessus de l'air frais maritime (cf. fig. 2-31) le long de la façade atlantique. Sa présence contribue ainsi à la dissipation du système nuageux en augmentant la température de condensation, comme le suggère la disposition des nuages du 6 septembre 1964. Cet effet thermique doit d'ailleurs être renforcé par les facteurs dynamiques. La masse de la Péninsule Ibérique, et les massifs du Minho et de la Galice tendent à dévier vers le N, sur leur gauche, les courants d'O et donc à créer dans la basse troposphère un mouvement anticyclonique. Cette action cinématique vient ainsi renforcer, étendre, la subsidence dynamique qui règne sur les régions méridionales de la Péninsule Ibérique placées en bordure d'une cellule chaude d'origine africaine. On ne peut expliquer l'effacement du système nuageux de la perturbation évoluant sur la Manche le 13 avril 1972 sans tenir compte de ce facteur, surtout en ce début de printemps pendant lequel l'échauffement du substratum continental est à peine amorcé.

Pendant l'hiver, en revanche la couche froide qui s'épaissit sur la Meseta peut constituer un tampon au-dessus duquel glisse le front froid, selon un mécanisme (fig.2.61) décrit par C.L. GODSKE, T. BERGERON et J. BJERKNES (72). Evidemment ce mécanisme n'intervient que si le flux d'O qui entraîne le front, ne soit pas trop puissant pour chasser le "film d'air" froid continental, condition qui doit être plus fréquemment remplie avec les systèmes cycloniques les plus éloignés de la Péninsule.

En réalité pour une même saison, la frontolyse au-dessus de la Péninsule Ibérique doit résulter d'une convergence de multiples facteurs. L'effet orographique intervient d'abord, pour disloquer le système nuageux, pour permettre ainsi le dégagement du ciel au-dessus des plateaux où augmente ainsi l'intensité de la radiation polaire et du rayonnement solaire. Les résultats des bilans radiatifs provoquent alors

(72) C.L. GODSKE et al. (272) p. 611.

les processus physiques saisonniers que nous venons de décrire. Il faut tenir compte également de l'assèchement de la masse d'air qui atteint la Meseta. La diminution des conditions d'instabilité qui résulte de l'appauvrissement hygrométrique de l'air explique l'inactivité du front froid des 20 et 21 octobre 1970. De fait au début de l'arrivée du front froid, les conditions thermiques du substratum géographique atténuent les contrastes massiques (cf. radiosondages des 19 et 20 octobre fig.2.61) dans les basses couches, mais elles augmentent en revanche le gradient thermique vertical qui se rapproche du taux de décroissance de l'adiabatique sèche. Si les formations nuageuses épaississent ne se développent pas, c'est bien parce que la quantité de vapeur d'eau de l'air froid a fortement diminué (3,5 g à Madrid au lieu de 6 g à La Corogne) et que par suite les niveaux de condensation se situent au-dessus de cette couche de fort gradient thermique, c'est-à-dire dans une atmosphère plus stable. En revanche lorsque le front débouche sur la Méditerranée, ce dernier est réactivé par un transfert d'humidité.

Ainsi les conditions géographiques régionales modifient constamment les données atmosphériques qui transforment les effets de chaque type de situation synoptique. Or, ces variations de faciès de ces dernières n'expliquent pas seulement les différences climatiques fondamentales entre le domaine océanique et le domaine méditerranéen de la Péninsule, mais également les variations climatiques à l'intérieur même du domaine océanique.

- C) LES CARACTERES GENERAUX DE L'ACTION DIFFERENTIELLE DES

SYSTEMES DEPRESSIONNAIRES A L'INTERIEUR DU DOMAINE OCEA-

NIQUE.

Les données géographiques locales et régionales qui

sont à l'origine de processus physiques d'évolution de masses d'air et de déformation des fronts se reflètent évidemment dans les actions pluviométriques des différents systèmes dépressionnaires, à l'intérieur des régions humides de la façade atlantique. La forte pluviosité commune de ces régions est en réalité le résultat de mécanismes synoptiques différents qui bien qu'ils s'équilibrent à l'échelle de l'année moyenne, doivent expliquer les variations saisonnières. Or, ces variations de rythmes synoptiques n'apparaissent pas seulement dans le cadre des systèmes cycloniques à déplacements méridiens, mais également, dans celui des dépressions d'O.

1°) Les contrastes pluviométriques liés aux dépressions en trajectoires méridiennes.

Par suite de l'orientation E-O des massifs montagneux les plus élevés, chaîne cantabrique en particulier, il s'établit de fortes diversités régionales selon la direction suivie par les courants perturbés méridiens. En fonction des processus que nous avons analysés ces courants introduisent des contrastes pluviométriques entre les versants exposés au N et ceux exposés au S. Mais il y a plus, à exposition similaire, du fait de la déviation des flux, de la déflexion des courants dans la troposphère inférieure, la pluviosité varie d'une région à l'autre, de la Galice au Pays Basque. Deux exemples, choisis de façon à diminuer le facteur situation des régions par rapport aux courants dépressionnaires, attirent l'attention sur cette donnée géographique importante.

Un système dépressionnaire se déplaçant selon une trajectoire N.S (trajectoire III) aborde directement le domaine océanique (fig.2.63) du 31 décembre 1952 au 2 janvier 1963 au matin. Les fronts froids associés à une dépression qui évolue des Iles Britanniques au bassin Méditerranéen frappent de plein fouet toute la façade septentrionale de la Péninsule

Ibérique et balaient donc l'ensemble du domaine océanique. Ils représentent en fait une manifestation du front arctique puisqu'ils séparent des masses d'air de plus en plus froides d'origine arctique. Très instables, elles expliquent la forte activité de ces surfaces de discontinuité qui provoquent des précipitations sur toute la Péninsule Ibérique. Seulement dans le détail, l'analyse des coupes pluviométriques à travers les régions du NO met en évidence de très fortes oppositions régionales. Bien sûr, l'effet orographique se traduit immédiatement par des précipitations abondantes sur les versants et les hauteurs de la bordure septentrionales des Cantabriques au-dessus desquelles les masses d'air instables sont fortement soulevées, alors que les volumes pluviométriques diminuent sensiblement sur les versants méridionaux et dans les régions intérieures abritées : León, également bassin de Monforte de Lemnos, vallée du Minho dans la province d'Orense au S de la Galice. Mais en outre, tous facteurs topographiques égaux par ailleurs, les précipitations diminuent également vers l'O ; elles sont nettement plus faibles sur les plateaux de la Galice (cf. Santiago-Labacolla) et les hauteurs du Minho que sur les collines basques. Sur ces dernières régions, l'abondance pluviométrique est même plus élevée que dans la région de Santander et dans les Picos de Europa, si l'on tient compte de l'altitude. Car plus que la proximité du centre dépressionnaire ce sont bien les déviations des courants de N dans la basse troposphère qui rendent compte de la répartition des pluies. En particulier, il semble que dans cette situation, il faille tenir compte du développement des conditions de circulation régionale créées par la formation d'une nébulosité abondante sur les Cantabriques et du dégagement consécutif de chaleur latente qui entraîne au-dessus de cette chaîne montagneuse une circulation cyclonique ; selon le mécanisme décrit par P. QUENEY. Dès lors, si la convergence s'accroît au-dessus de la chaîne, une divergence doit s'établir, au-dessus de la

Galice méridionale et du Minho, entre les courants déviés et les courants sur la façade atlantique qui conservent leur direction initiale. En revanche, à l'autre extrémité la convergence est accrue par l'effet de canalisation au-dessus du Pays Basque.

Les mêmes mécanismes physiques interviennent lors de l'évolution d'un système cyclonique se déplaçant vers le N. Mais cette fois, les effets agissent en sens inverse ; l'effet rabattant se fait sentir sur les régions littorales cantabriques, l'accélération du mouvement cyclonique par la déviation sur la droite de l'air saturé est par contre sensible au-dessus du Minho et de la Galice, enfin l'air venu du sud tend à s'étaler (divergence) au-dessus du fond du golfe de Gascogne après avoir été canalisé dans l'entonnoir basque. La combinaison de ces effets, explique ainsi une répartition des pluies à l'opposé de celle liée au système dépressionnaire de N. Les coupes pluviométriques correspondant à l'évolution d'une dépression de SO passant par la Galice (type sop) le 13 mars 1951 (fig 2.62) illustrent bien cette remarquable inversion climatique.

Ainsi, apparaît une liaison étroite entre les conditions topographiques et l'évolution synoptique, guidée en premier lieu par le flux dominant dans la moyenne troposphère, selon la position des ondulations des grands courants d'O, de sorte que les variations pluviométriques à l'intérieur du domaine océanique apparaissent également au cours de l'évolution d'un système dépressionnaire d'O.

2°) Les variations pluviométriques dans le cadre de l'évolution d'un même système dépressionnaire d'O.

A priori, l'on s'attendrait avec un tel système dépressionnaire à des effets pluviométriques similaires dans

l'ensemble des régions océaniques. C'est la conclusion que l'on est sensé tirer de l'analyse d'une carte des précipitations abondantes, recueillies du 5 mai au 8 mai 1951 dans l'O et le NO de la Péninsule Ibérique (fig 2.64). Du Minho au Pays Basque, les volumes pluviométriques sont du même ordre de grandeur.

Toutefois, une analyse plus détaillée de la variation dans le temps des pluies, met en évidence le fait que les paroxysmes pluviométriques ne sont pas liés à des phases identiques de l'évolution synoptique dans tout le domaine océanique. Evidemment l'on pourrait croire que le décalage important entre les dates des crues des cours d'eau océaniques consécutives à ces paroxysmes, résulte du temps effectué par le système cyclonique pour se déplacer de la Galice au fond du golfe de Gascogne. De fait, la dépression évoluant dans le cadre d'une circulation ralentie met deux jours pour longer la façade cantabrique. En réalité, les fortes précipitations ne se déplacent pas vers l'E au rythme du déplacement de cette dépression, elles se produisent dans les conditions de circulation régionale fort différentes. Ainsi, du 5 au 7 mai au matin, le front chaud, le secteur chaud et le front froid balaient tout le domaine océanique. Mais seuls le Minho et la Galice reçoivent de fortes précipitations qui alimentent dès le 6 mai les cours des rivières galiciennes (cf. Rio Tambre le 6) tandis que les régions vascocantabriques reçoivent seulement de faibles précipitations journalières qui n'ont guère d'influence sur l'écoulement hydrologique. C'est que la dépression au sol qui se dirige vers le Bassin d'Aquitaine, évolue continuellement sous la bordure orientale de la goutte froide visible à 500 mb où domine un flux à composante S. Puis, à partir du 7 au soir jusqu'au 8 mai au matin d'abondantes précipitations s'abattent sur les régions cantabriques où la montée brutale des cours d'eau s'étale du 8 mai (rio Navia)

au 9 (rio Eo). Le maximum pluviométrique à l'origine de ces crues, se produit en effet sur les régions cantabriques et le Pays Basque aussitôt à l'arrière du front froid lorsque le versant occidental de la colonne froide s'établit sur le N de la Péninsule Ibérique où souffle désormais un courant de N selon une direction orthogonale à celle des massifs montagneux. Dès lors, les conditions de circulation régionale sont identiques à celles apparues lors de l'évolution du système cyclonique de N du 1.1.1953. Entraînées par le flux de N, les masses d'air froid sont soulevées en bloc sur le versant septentrional des Cantabriques et augmentent, par voie de conséquence, l'activité du front occlus transformé en rétrograde qui agit comme un véritable front froid.

Dans les régions très accidentées, il semble donc que les précipitations sont fonction de l'orientation du flux de la moyenne et basse troposphère par rapport à la direction des obstacles orographiques, confirmant la relation étroite entre les régions pluviométriques et la direction des vents dominants par rapport au relief comme P. PEDELABORDE l'a de nouveau souligné (73).

CONCLUSION -

Ainsi, l'analyse de ces quelques faciès régionaux des situations synoptiques confirment bien que les états de l'atmosphère varient fortement, pour une même phase d'évolution synoptique, d'une région à l'autre en fonction des multiples facteurs géographiques. A l'intérieur même du domaine océanique, pour comprendre les variations climatiques régionales, pour essayer de retracer la variété des ambiances atmosphériques, il est donc nécessaire de dégager les différents types de succession d'états de l'atmosphère, d'enchaînement de types de temps dans le cadre à la fois synoptique et régional.

